



Rocas detríticas cretácicas - paleógenas de la Cordillera Occidental del Ecuador (0° - 4°30' S). Estratigrafía, sedimentología, significado tectónico y geodinámico.

Etienne Jaillard

► To cite this version:

Etienne Jaillard. Rocas detríticas cretácicas - paleógenas de la Cordillera Occidental del Ecuador (0° - 4°30' S). Estratigrafía, sedimentología, significado tectónico y geodinámico.. 2003. hal-00568641

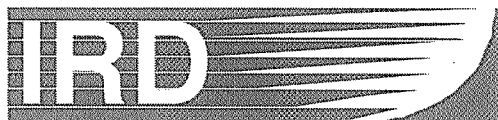
HAL Id: hal-00568641

<https://hal.science/hal-00568641>

Submitted on 23 Feb 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**Institut de recherche
pour le développement**

213, rue La Fayette
F-75480 Paris cedex 10
Télf.: 33 (0)1 48 037 777
Fax : 33 (0)1 48 030 829
Web : www.ird.fr

Whymper 442 y Coruña
Apdo postal 17.12.857
Quito - ECUADOR
Télf.: 593 (0)2 25 04 856
Fax : 593 (0)2 25 04 020



PETROPRODUCCION

FILIAL DE PETROECUADOR

Av. Orellana y Juan León Mera 1741,
Casillas 5007 - 5008, Quito, Ecuador
Tel. 2560611, 2562116, 2562168, 2568241

CONVENIO

IRD - PETROPRODUCCIÓN

**Rocas detríticas cretácicas - paleógenas de la
Cordillera Occidental del Ecuador (0° - 4°30' S)**

**Estratigrafía, sedimentología,
significado tectónico y geodinámico**

Actividades y resultados
Septiembre 2001 - Junio 2003

Etienne Jaillard (IRD)

Julio 2003

PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS DEL PROYECTO

1. PRESENTACIÓN GENERAL

Toda cadena montañosa posee una raíz cortical profunda, cuya presencia explica el relieve superficial, por efecto del equilibrio isostático. La cadena andina es el único ejemplo actual de una cadena montañosa, cuya raíz cortical está ligada al engrosamiento de una corteza continental, debido a la subducción frontal de una placa oceánica (la placa paleo-pacífica) por debajo de una placa continental (la placa América del Sur).

Estudios pluridisciplinarios de los Andes de Bolivia y del Sur del Perú llevaron a proponer que el engrosamiento cortical observado en estas zonas está debido a cuatro mecanismos principales (Fig. 1) :

- el acortamiento tectónico por compresión horizontal de la corteza continental (Lyon-Caen et al. 1983, Isacks 1988, Sheffels 1990, Schmitz 1994, Baby et al. 1998, Rochat 2002),
- la adyunción, en la base de la corteza continental, de material ígneo originado por la actividad del arco magmático (proceso de adición magmática) (James 1971, Francis y Hawkesworth 1994, Allmendinger et al. 1997),
- la adyunción, en la base de la corteza continental (proceso de *underplating*), de material cortical arrastrado por la subducción oceánica al borde de la placa continental (proceso de erosión tectónica) (Rochat et al. 1998, Giese et al. 1999),
- el engrosamiento de la corteza continental inferior térmicamente modificada, y por tanto dúctil (Isacks 1988, Lamb et al. 1997), y/o la adyunción a la corteza andina de una parte hidratada del manto superior de la zona de arco y ante-arco (Scheuber y Giese 1999, Giese et al. 1999).

A pesar de que pertenecen a la misma cadena de montañas, los Andes de Ecuador difieren de los Andes de Bolivia y Sur del Perú, por tres puntos fundamentales (Fig. 1) :

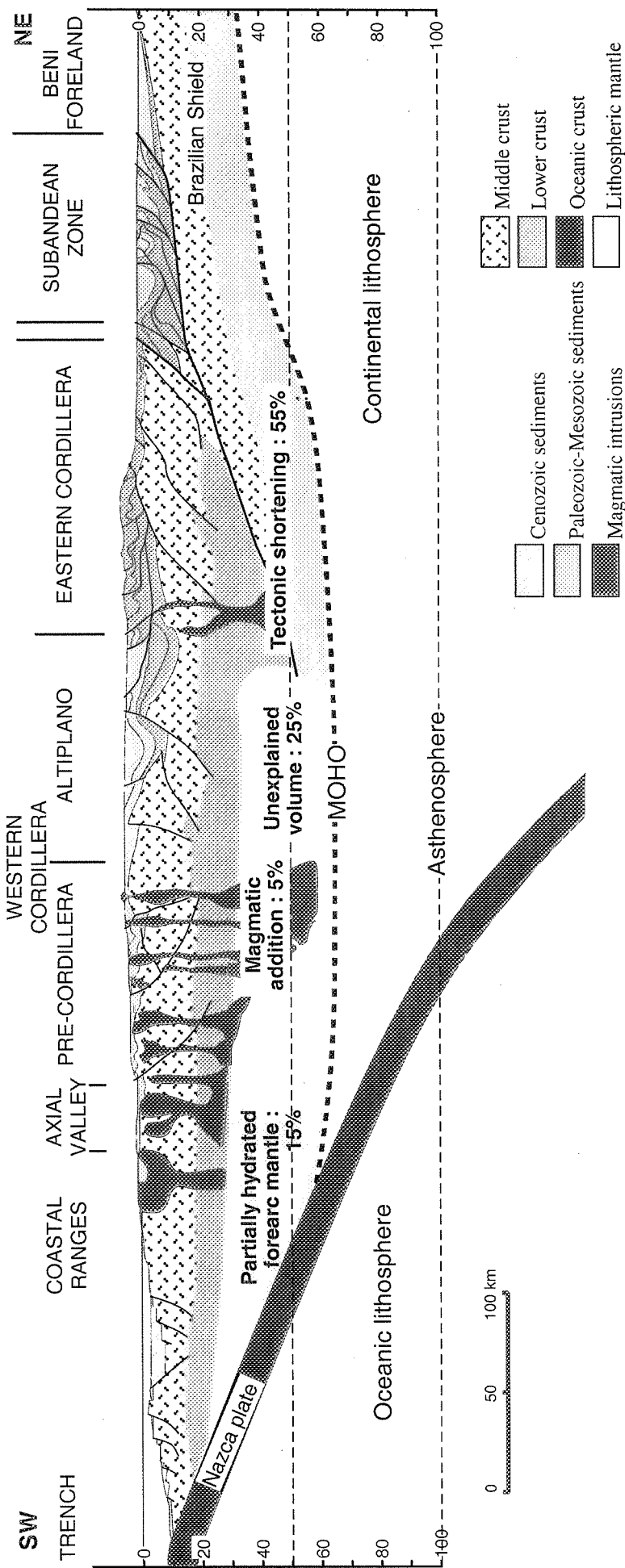
- en Ecuador, el acortamiento cortical siendo muy débil (Baby et al. 1997, Vega 1998), no pudo formar una raíz cortical tan espesa como para explicar la creación del relieve observado (Jaillard et al. 2000),
- fragmentos de corteza oceánica fueron acrecionados a la parte occidental del margen andino (Feininger y Bristow 1980, Lebrat et al. 1987, Jaillard et al. 1995, Reynaud et al. 1999, Kerr et al. 2002),
- importantes movimientos laterales (rumbo) ocurrieron desde al menos 100 Ma, llevando a una redistribución espacial del material acrecionado (Pécora et al. 1999, Hughes y Pilatasig 2002).

Estas observaciones llevaron a proponer como hipótesis de trabajo, que es el material oceánico acrecionado en profundidad, que constituye la raíz cortical de los Andes ecuatorianos y por consecuencia explica el relieve de esta parte de los Andes (Guillier et al. 2001, Jaillard et al. 2002). El presente proyecto de investigación tiene como objetivos verificar este mecanismo original de engrosamiento cortical. Por este asunto, prevemos reconstituir la sucesión de las acreciones y de las deformaciones que provocaron, y evaluar su papel en los levantamientos, las erosiones y la sedimentación a escala del margen ecuatoriano (Fig. 2).

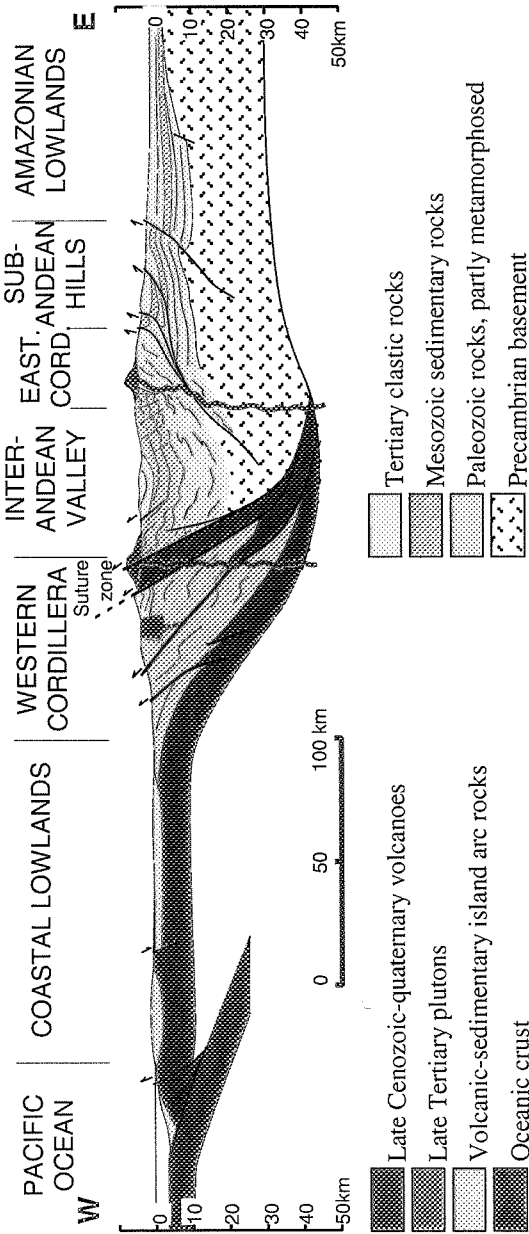
2. EL PROYECTO CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

El Ecuador comprende actualmente (1) una cuenca oriental con sustrato continental que recibe los productos de la erosión de la cadena andina (cuenca de ante-pais), (2) la Cordillera de los Andes que incluye al Este rocas metamórficas (Cordillera Oriental, Litherland et al. 1994) y al Oeste, rocas magmáticas básicas de origen oceánico (Cordillera Occidental, Boland et al. 2000, Hughes y Pilatasig 2002), y (3) una zona costera occidental, también con sustrato magmático oceánico (Goossens y Rose 1973, Lebrat et al. 1987, Reynaud et al. 1999) (Fig. 1 y 3).

BOLIVIA (17-21°S)



ECUADOR (0-2°S)



According to
Allmendinger et al., 1997;
Scheuber and Giese, 1999;
Giese et al., 1999;
Rochat et al., 2000.

Fig. 1 : Comparación de la estructura profunda de los Andes de Bolivia (arriba) y Ecuador (abajo).

According to
Mégard, 1989.

El substrato de la zona costera y de la Cordillera occidental está constituido por varios terrenos de origen oceánico, acrecionados sucesivamente al margen andino entre el Cretáceo superior (≈ 85 Ma) y el Eoceno (≈ 40 Ma, Feininger y Bristow 1980, Lebrat et al. 1987, Bourgois et al. 1990, Hughes y Pilatasig 2002). Estas acreciones parecen haberse producidas por bloqueo del proceso de subducción, debido a la llegada en la zona de subducción de plateaus oceánicos y arcos insulares, demasiado espesos y livianos como para ser subductados (Jaillard et al. 1995, 2002, Reynaud et al. 1999, Lapierre et al. 2000) (Fig. 2).

Este proyecto de investigación científica está llevado a cabo en dos marcos diferentes.

El estudio petrográfico y sedimentológico detallado de las turbiditas paleogenas de la Cordillera Occidental que registraron las acreciones entre $0^{\circ}30'$ y 2° S (Fig. 3 y 5), constituye la meta de la tesis de la Universidad de Grenoble, preparada por Jorge Toro, profesional de Petroproducción.

Este estudio hace parte de una serie de tesis asesoradas conjuntamente por el IRD (UR 104) y la Universidad de Grenoble sobre la evolución geológica del Ecuador, que trataron especialmente de (1) la estratigrafía cretácea-paleógena de los terrenos oceánicos de la Costa (Benítez 1995), (2) la sedimentación neógena de la Costa (Deniaud 2000), (3) el análisis geoquímico de los terrenos oceánicos acrecionados (Mamberti 2001) y (4) la evolución metamórfica de los terrenos oceánicos bloqueados en profundidad (Gabriele 2002).

J. Toro está ayudado en su trabajo de campo y de análisis de laboratorio, por dos tesis de la Escuela Politécnica Nacional, Danilo Iza, que estudia la geología de la zona comprendida entre Pujilí y Zumbagua, y Willam Lugo que estudia la estratigrafía y petrografía de la serie maastrichtiana-paleógena entre San Juan y Guaranda. Además, J. Toro colaborará con colegas del IRD en Toulouse (Francia), especialmente P. Baby que trabajó sobre el registro tectónico y sedimentario del orogénesis andino por la Cuenca oriental, y con G. Hérail que se interesa en los flujos sedimentarios ligados a las erosiones relacionadas con el levantamiento andino.

Paralelamente, yo me encargo del estudio de los sedimentos cretácicos y paleógenos que afloran en la Cordillera Occidental entre 0° y 5° S (Fig. 3 y 5). En la zona de Cuenca, Guillaume Gastineau (École Normale Supérieure de Lyon, Francia) estudió la estratigrafía y la deformación de la Formación Yunguilla (Gastineau 2002), y Wilmer Vaca (tesis Escuela Politécnica Nacional) mapea la zona comprendida entre Azogues, Cañar y el Paute. Además, exploraré una serie turbidítica de la Cordillera Oriental, recientemente datada por plantas del Cretácico inferior, que podría haber registrado la acreción de edad Cretácico basal, materializada por la sutura Peltetec (Aspden y Litherland 1992, Litherland et al. 1994).

Este estudio es un paso más en el entendimiento de la evolución de la cadena andina, luego del estudio de las cuencas costeras (Jaillard et al. 1995, Benítez 1995, Deniaud 2000), de la Cuenca de Celica-Lancones (Jaillard et al. 1996, 1999, 2002) y de la Cuenca oriental (Jaillard et al. 1997, Rivadeneira y Baby 1999, Christophoul et al. 2002), siendo las cuencas de las Cordilleras a penas conocidas (Egüez 1986, Litherland y Aspden 1994, Dunkley y Gaibor 1998, Pratt et al. 1998, McCourt et al. 1998, Hughes et al. 1998, Boland et al. 2000).

Una primera serie de metas de este estudio son (1) determinar las acreciones por la datación de las series detríticas que las sellaron, (2) averiguar que las acreciones provocaron el levantamiento del margen por adición de material en profundidad (Fig. 2), mediante el análisis de la evolución (i) de las paleoprofundidades de depósito, (ii) del grano de estas series, y (iii) de la superficie de las áreas de sedimentación. El estudio de la naturaleza del detritismo puede dar indicaciones sobre la naturaleza de las zonas fuentes, y reflejar la erosión de zonas cada vez más profundas del margen continental. Si se confirma este modelo, constituiría un modelo original de formación de una cadena montañosa ligada a la subducción oceánica.

Una segunda serie de metas consiste en (1) estudiar la edad, la naturaleza y las calidades petrofísicas de las series detríticas de la Cordillera, y (2) comparar y correlacionarlas con las series coetáneas del Oriente y de la Costa, para establecer un marco estratigráfico y paleogeográfico general para las series detríticas del Cretácico superior y Paleógeno del Ecuador, que constituyen todas rocas reservorios potenciales.

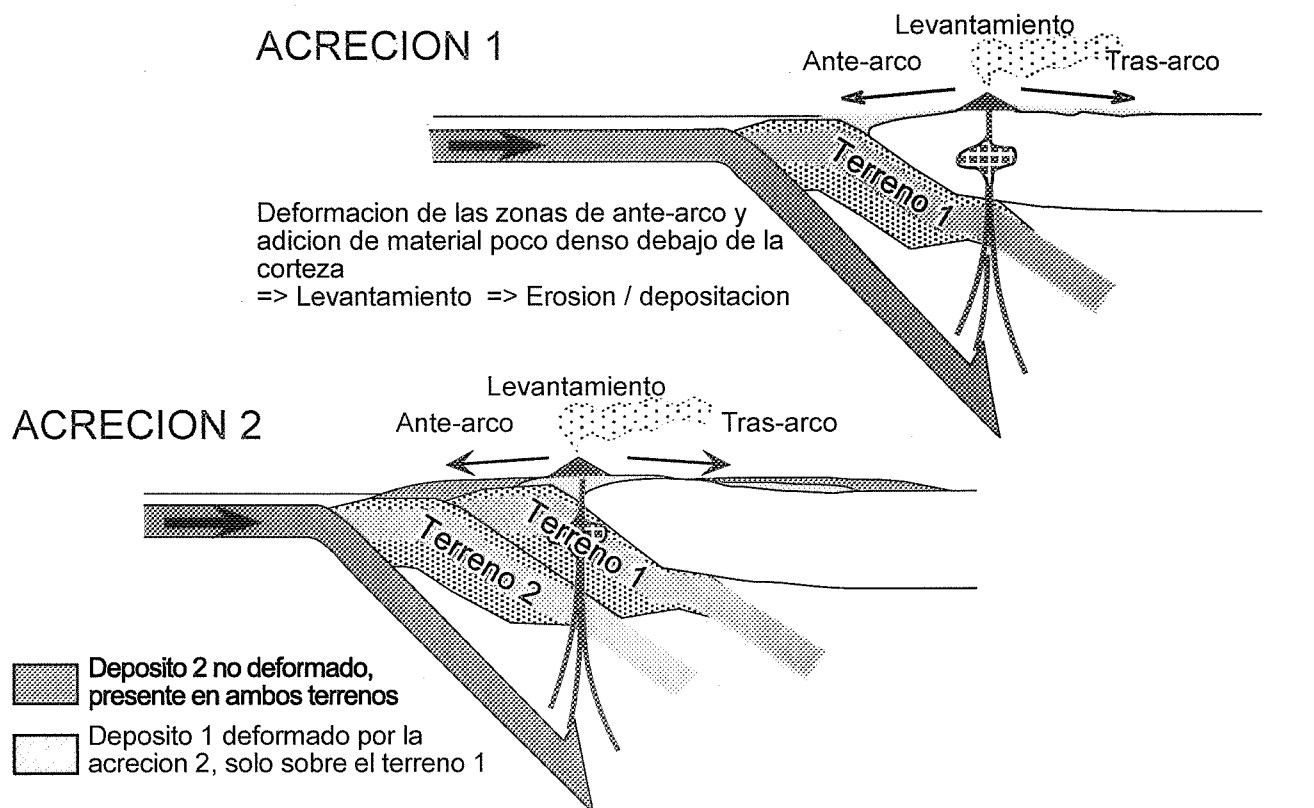


Fig. 2 : Registro sedimentario y consecuencias tectónicas de las acreciones de terrenos oceánicos

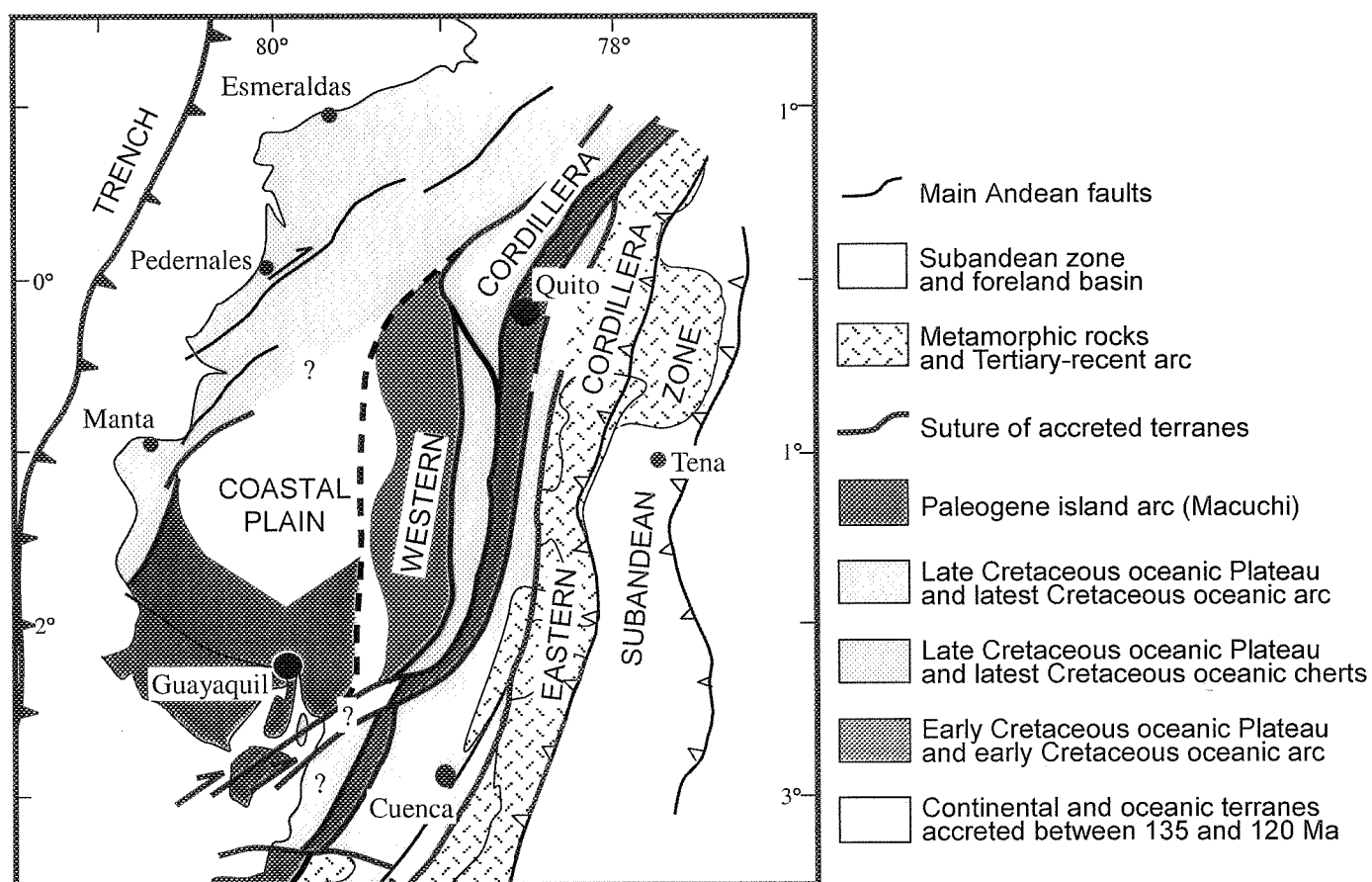


Fig. 3 : Esbozo estructural del Ecuador con ubicacion de los terrenos oceánicos acrecionados

3. TRABAJOS ANTERIORES

Durante largo tiempo, todos los depósitos detríticos de la Cordillera Occidental ecuatoriana fueron llamados Formación Yunguilla.

El término de Formación Yunguilla fue propuesto por Thalmann (1946) para designar a depósitos que dató del Maastrichtiano en las zonas de San Juan (Sur del Chimborazo) y de Quito (Calacali-Yunguilla-Nanegal, Cotacollao-San Francisco de Nono y Nono-Guarumas). Tschopp (1948) mencionó luego depósitos de la misma edad a lo largo de las carreteras Quito-Santo Domingo y Latacunga-Quevedo.

Durante el importante estudio estratigráfico del Ecuador por Faucher et al. (1971, Faucher y Savoyat 1973), Sigal (1969) estableció la edad maastrichtiana de los depósitos detríticos, todavía agrupados bajo el nombre de Formación Yunguilla, en las zonas de Nono, San Juan (ver también Kehler y Kehler 1979), Cuenca-Azogues, Loja, Río Playas y Limón (General Plaza) (Fig. 4). En Cuenca y Loja, el Maastrichtiano forma el substrato de las cuencas miocénicas.

Además, Sigal (1969) y Faucher et al. (1971) mencionaron la presencia del Paleoceno o Eoceno inferior en las zonas de Nono (secciones 37 a 40) y Apagua (secciones 44 a 48). Por lo tanto, Faucher y Savoyat (1973) atribuyeron las calizas Unacota al Paleoceno o más joven y los "conglomerados Gallo Rumi" de las zona de Apagua y Guaranda al Paleoceno y/o Eoceno inferior.

Bristow y Hoffstetter (1977, vease también Bristow 1973) confirmaron la edad Maastrichtiano inferior de la Formación Yunguilla de la zona de Cuenca. Además, dataron del Eoceno las calizas de la zona de Apagua (ahora Caliza Unacota, ver también Henderson 1979, 1981). Además, en la zona de Cumbe (Sur de Cuenca), mencionaron moluscos que sugieren una edad paleocénica para depósitos correlacionados con la Formación Yunguilla (Bristow y Hoffstetter 1977).

Por lo tanto, al fin de los años setenta, una edad terciaria inferior era establecida para parte de los depósitos detríticos de la Cordillera Occidental.

Confirmando la sugerencia de Faucher et al. (1971, Faucher y Savoyat 1973), Bristow y Hoffstetter (1977) y Henderson (1979, 1981) por un lado, Egüez y Bourgois (1986, Bourgois et al. 1990) y Santos y Ramírez (1986) por otro lado, determinaron una edad Eoceno medio a superior para las Calizas Unacota y la serie turbidítica que afloran en la zona de Apagua, y propusieron nombrar esta última la Formación Apagua (Fig. 4). Además, al estudiar la zona comprendida entre las carreteras Quito-Santo Domingo al Norte y Latacunga-Quevedo al Sur, Egüez (1986) determinó una edad Eoceno inferior a medio para sedimentos asociados con la Formación Macuchi, y una edad Eoceno superior para sedimentos clásticos ricos en cuarzo (unidad Las Juntas).

En su importante trabajo cartográfico de la Cordillera Occidental, el BGS obtuvo resultados estratigráficos significativos.

Confirmaron la edad campaniana-maastrichtiana de la Formación Yunguilla desde Ponce Enríquez al Sur, hasta Guayallabamba al Norte (Pratt et al. 1998, Dunkley y Gaibor 1998, McCourt et al. 1998, Hughes et al. 1998, Boland et al. 2000).

McCourt et al. (1998) llamaron Grupo Angamarca a todas las unidades detríticas que sobreyacen a la Formación Yunguilla maastrichtiana (Fig. 4). Determinaron una edad Paleoceno inferior a medio para parte del Grupo Angamarca en la zona de Angamarca. Además, precisaron la edad de la unidad Pilaló (Egüez 1986), como incluida dentro del intervalo Paleoceno superior-Eoceno inferior. Por fin, definieron la unidad Arrayanes mayormente volcano-detrítica y de grano fino, de edad Eoceno superior, discordante sobre la Formación Macuchi, que podría ser correlacionada con la unidad Las Juntas de Egüez (1986). Hughes et al. (1999) dataron también del Paleoceno inferior a medio una serie de limolitas y areniscas micáceas que afloran al NW de Saquisilí, y que llamaron la Formación Saquisilí. También establecieron por microfauna la edad Eoceno superior a Oligoceno de las capas rojas volcano-detríticas que aflora al Oeste y Norte de Quito (Fm Silante).

En el Noroeste ecuatoriano, Boland et al. (2000) mencionaron radiolarios del Paleoceno tardío en una serie de cherts marinos que pasan hacia arriba a areniscas masivas (unidad La Cudera), y foraminíferos del Eoceno en areniscas gruesas (unidad Tortugo) y conglomerados continentales (unidad Rumi Cruz), ambos discordantes.

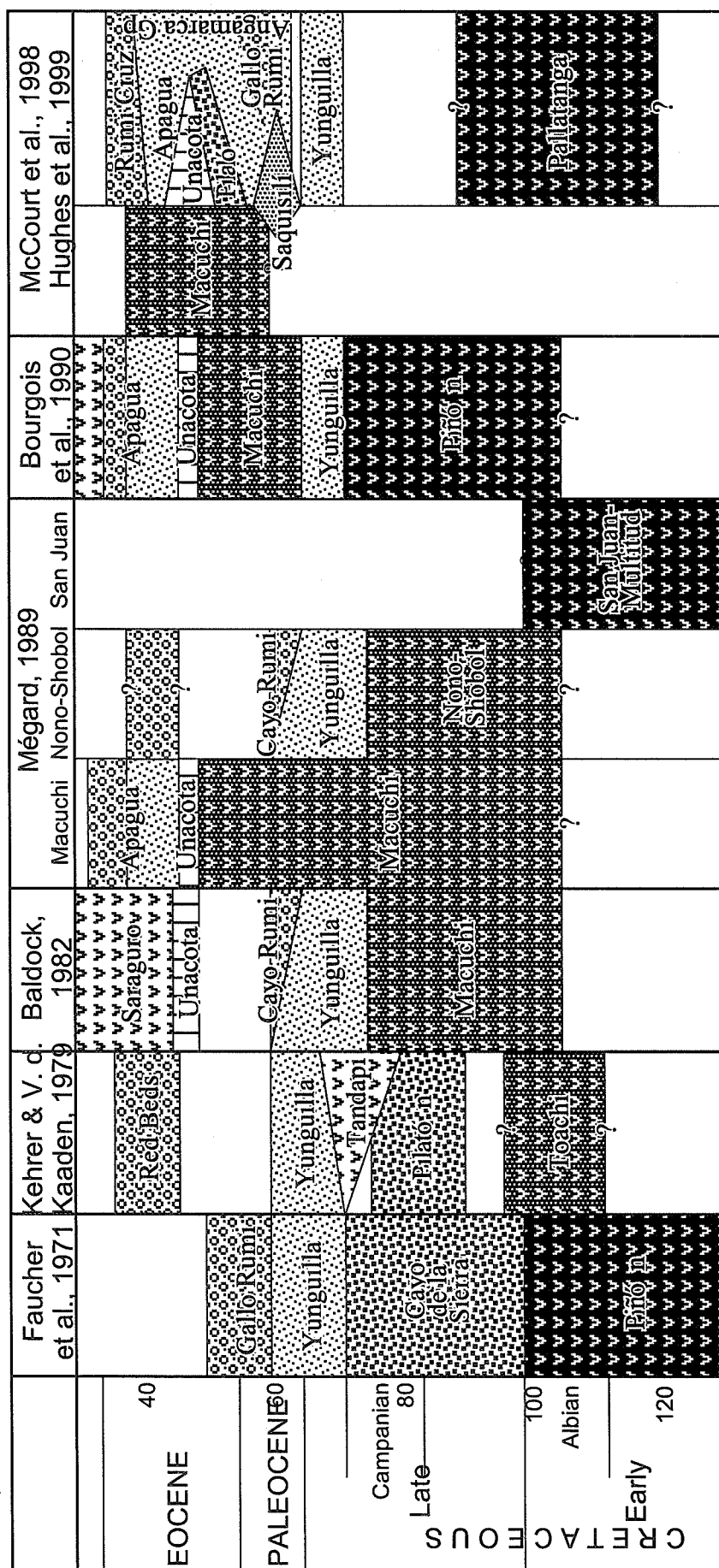


Fig. 4 : Cuadros estratigráficos anteriores de las formaciones magmáticas y sedimentarias de la Cordillera Occidental del Ecuador (0° - 3° S).

Finalmente, Dunkley y Gaibor (1998) obtuvieron una edad Eoceno superior (≈ 38 Ma) en una toba intercalada en la parte superior del Grupo Angamarca.

Jaillard et al. (1996, 1998, 1999, 2002), al estudiar los depósitos cretácicos de la zona de ante-arco del Suroeste del Ecuador (zona de Alamor) y Noroeste del Perú (Paita, Lancones), identificaron una importante transgresión marina de edad Campaniano medio a superior (Fms Naranjo, Zapotillo, Angolo y Mesa), separada de la secuencia del Maastrichtiano inferior sobreyacente (Fms Cazaderos y Pazul) por potentes conglomerados (Fms Tablones, Monte Grande). Además, establecieron la ocurrencia de un importante evento tectónico de edad Maastrichtiano medio a superior, materializado por potentes brechas (Fms La Tortuga y Cenizo del Perú), separadas del Paleoceno por un hiato y discordancia importantes (Jaillard et al. en prensa).

Además, con colegas geoquímicos de la Universidad de Grenoble, establecimos la presencia de al menos dos plateaus oceánicos acrecionados en el Occidente del Ecuador. Dentro de la unidad Pallatanga de la Cordillera Occidental (McCourt et al. 1998), afloran al Este restos de un plateau oceánico cretácico inferior (Plateau San Juan, ≈ 123 -105 Ma), y al Oeste fragmentos de un plateau oceánico correlacionable con el Plateau caribe, y por lo tanto asignado al Cretácico superior (Plateau Guaranda, Lapierre et al. 2000, Mamberti 2001, Mamberti et al. 2003).

En la Costa se encuentran también dos plateaus oceánicos, probablemente correlacionables con los de la Cordillera. En la zona de Guayaquil, el Plateau Piñón de edad pre-Cenomaniano (> 95 Ma, Reynaud et al. 1999) está sobreyacido por un arco insular cretácico superior temprano (Fm Cayo, Benítez 1995, Jaillard et al. 1995). En cambio, en las zonas de Manta, Pedernales y Esmeraldas, aflora el Plateau oceánico de tipo Caribe (Mamberti 2001, Mamberti et al. 2003), sobreyacido por un arco insular de edad Campaniano medio-Maastrichtiano inferior (Fm San Lorenzo, Lebrat et al. 1987, Ordoñez 1996). El plateau fue datado del Santoniano por radiolarios en el Noroeste Ecuatoriano (Boland et al. 2000).

El equipo suizo de Zürich también obtuvo datos importantes para la evolución cretácica superior-paleógena de los Andes del Ecuador. En el Suroeste del Ecuador, Hungerbühler (1997) estableció una edad Maastrichtiano terminal (≈ 67 Ma) para la base de la serie de arco continental de la Formación Sacapalca (ver también Jaillard et al. 1996, Pratt et al. 1998). Steinmann (1997) dató del Eoceno medio a superior (42-35 Ma, Formación Quingeo) una serie continental volcano-detritica gruesa anteriormente atribuida al Mioceno, que aflora al Este de Cuenca.

Por otro lado, estudios de trazas de fisión permitieron a Spikings et al. (2000, 2001, 2002) y Ruiz et al. (2002) evidenciar épocas de levantamiento rápido de la Cordillera Real entre ≈ 75 y 65 Ma (Campaniano superior-Maastrichtiano), ≈ 65 y 55 Ma (Paleoceno inferior), y entre 43 y 30 Ma (Eoceno medio-Oligoceno inferior).

RESULTADOS DEL PROYECTO

Los trabajos anteriores nos llevaron a definir cuatro zonas de estudio de los sedimentos detríticos Cretácico-eocénicos de la Cordillera Occidental, que son de Norte a Sur (Fig. 5),

- (1) el sector Saquisilí - Pilaló - Angamarca,
- (2) la zona incluida entre Guaranda, Riobamba y Cumandá,
- (3) el substrato de la cuenca de Cuenca (entre Azogues y Cumbe), y
- (4) la Cuenca Alamor-Lancones que se extiende al Norte del Perú (Fig. 5).

1. ZONA ANGAMARCA - APAGUA - SAQUISILÍ

A. Presentación

En la zona de Angamarca, Apagua, Pujilí y Saquisilí, se asume que existen depósitos de edad Paleoceno inferior a Eoceno superior (Santos y Ramírez 1986, Egüez 1986, Bourgois et al. 1990, McCourt et al. 1998, Hughes et al. 1998).

La zona comprende 3 fajas de Este a Oeste :

1. Una zona de fallas importantes de rumbo Norte-Sur, que pasa al oeste de Saquisilí y Pujilí y delimita al Este el Valle Interandino (Hughes et al. 1998). Esta zona incluye escamas de unidades de rocas sedimentarias (Fm Saquisilí del Paleoceno inferior a medio), magmáticas básicas de arco insular y plateau oceánico (basaltos, pyroxenitas, Lapierre y Jaillard, datos inéditos), rocas intrusivas (granito, gabbro) y aún metamórficas (anfíbolitas). Corresponderían mayormente a fragmentos de terrenos oceánicos cretácicos acrecionados, y a restos de su cobertura sedimentaria pre- y post-acreción.

2. Una zona central para la cual las interpretaciones difieren.

* Para Egüez (1986), la serie incluiría de abajo hacia arriba :

- (1) lutitas, siltitas y grauvacas del Eoceno superior (Fm Las Juntas).
- (2) conglomerados atribuidos al Eoceno superior-Oligoceno (Conglomerado Apagua o Fm Rumi Cruz),
- (3) una serie volcano-clástica atribuida al Mioceno, con aglomerados, tobas y areniscas tobáceas (Fms Pisayambo), sobreyacidos por areniscas, grauvacas y conglomerados fluviales multicolores (Fm Rumichaca),
- (4) aglomerados, brechas y tobas volcánicas pliocénicas (Fm Tigua)

* Los mapas geológicos de McCourt et al. (1998) y Hughes et al. (1999) indican la presencia de basaltos de origen oceánico, cubiertos por rocas sedimentarias y volcánicas de edad Mioceno medio a superior (17-8 Ma, Grupo Zumbagua). Hughes et al. (1998) indican que la serie miocénica descansa en discordancia sobre los conglomerados de la Formación Rumi Cruz.

3. En la faja occidental (Apagua-Angamarca) aflora con buzamiento al Este, la serie eocénica de Apagua, de 1000 a 2000 metros de grosor (Egüez 1986, McCourt et al. 1998, Hughes et al. 1998). Más al Sur (Angamarca) se desarrolla una serie detrítica más fina datada del Paleoceno (McCourt et al. 1998).

B. Trabajos anteriores

Sigal (1969) y Faucher et al. (1971) mencionaron la presencia del Paleoceno o Eoceno inferior en la zona de Apagua (secciones 44 a 47), en base a la asociación de *Rzehakina*, *Spiroplectoides* y escasas *Globigerina* y *Globorotalia*. Por lo tanto, Faucher y Savoyat (1973) pensaron que las calizas Unacota eran de edad Paleoceno o más joven (sección 44) y que los "conglomerados Gallo Rumi" (zona de Apagua) eran del Paleoceno y/o Eoceno inferior (sección 48). Estos conglomerados, equivocadamente llamados "Gallo Rumi", corresponden a los Conglomerados Apagua de Egüez (1986) y a la Formación Rumi Cruz de McCourt et al. (1998) y Hughes et al. (1998).

A continuación presentamos los datos estratigráficos anteriores, así como varias interpre-

taciones estratigráficas, que tienen importantes consecuencias sobre las interpretaciones posibles de la evolución tectónica de la zona.

Formación Pilaló

Entre Apagua y Pilaló, Egüez (1986) definió la Unidad Pilaló como una sucesión de brechas volcánicas andesíticas con intercalaciones de grauvacas y limolitas marinas (miembro inferior, 2000 m), sobreyacida por aglomerados, grauvacas y tobas conglomeráticas con intercalaciones rojas continentales (miembro superior, 1000 m). La unidad constituiría el substrato de la serie Unacota-Apagua, y sería entonces de edad pre-Eoceno medio.

Hughes et al. (1998) y McCourt et al. (1998) definieron la Formación Pilaló como una serie mayormente volcanosedimentaria, rica en flujos de detritos (brechas con clastos andesíticos) y areniscas turbidíticas. La unidad estaría intercalada dentro de la Formación Apagua, y pertenecería al sistema turbidítico de la Formación Apagua de la cual constituiría una facie particular más volcanoclástica. Ya que estaría sobreyacida por la Caliza Unacota del Eoceno medio, le asignaron una edad Eoceno inferior.

Caliza Unacota

La Caliza Unacota transgresiva, de medio peri-arrecifal, descansaría discordantemente, por el intermedio de la unidad Pilaló, sobre la Formación Macuchi (Egüez 1986) o sobre la unidad oceánica Pallatanga (McCourt et al. 1998).

Bristow y Hoffstetter (1977, vease también Bristow 1973) dataron del Eoceno superior las calizas de la zona de Apagua (ahora Caliza Unacota) en base a foraminíferos (*Amphistegina*, *Nummulites*, *Helicolepidina*,...) y algas (*Archeolithothamnium*, *Lithoporella melobesioides*), y propusieron separarlas de la Formación Yunguilla.

Henderson (1979, 1981) confirmó la edad eocénica de las Calizas Unacota con la determinación de Discocyclinidae, *Amphistegina* y *Archaeolithothamnium*. Además menciona *Nummulites nummulitiformis* en lo que Egüez (1986) llamará la unidad Pilaló, e indica que para Whittaker y Hodgkinson, la fauna mencionada por Savoyat et al. (1971) en la Formación Apagua indica el Eoceno.

Egüez (1986) y Bourgois et al. (1990) precisaron el contenido faunístico eocénico de la Caliza Unacota (*Discocyclina barkeli*, *D. weaveri*, *Amphistegina* sp. y *A. lopeztrigoi* del Eoceno inferior, *Discocyclina marginata*, *Asterocyclina* cf. *penonensis*, *A.* cf. *habanensis*, *Lepidocyclina* sp. y *Amphistegina pregrimsdalei* del Eoceno medio, y *Heterostegina ocalana*, *Helicolepidina nortoni* y *Amphistegina* sp. del Eoceno superior), así como de las Calizas Tenefuerte y Milagro (*Amphistegina* gr. *parvula*, Discocyclinidae y foraminíferos planctónicos del Eoceno).

Formación Apagua

Las turbiditas cuarzo-feldespáticas de grano medio a grueso de la Formación Apagua (2000 m) descansan sobre la Caliza Unacota y pasarían gradualmente a los conglomerados de la Formación Rumi Cruz (Egüez 1986).

Bristow y Hoffstetter (1977) asignan una edad Eoceno a la Formación Apagua por la presencia de foraminíferos (*Amphistegina* sp., *Helicolepidina* sp., *Helicostegina* sp., *Nummulites* sp. y *Sphaerogypsina* sp.), algas (*Archeolithothamnium* sp., *Ethelia alba*, *Halimeda* sp. y *Lithoporella melobesioides*), y radiolarios.

Santos y Ramírez (1986) reportan los foraminíferos planctónicos *Globigerina frontosa* y *Gg. bullbrooki* del Eoceno medio, asociados con los bentónicos *Bathysiphon* sp., *Bulimina* sp., *Cibicides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Rzehakina epigona* (probablemente retrabajada), *Shenkiella* sp., *Spiroplectammina* sp., así como radiolarios (det. Guevara de Rojas).

En la misma formación, Egüez (1986) y Bourgois et al. (1990) mencionan además foraminíferos terciarios (*Subbotina* sp., *Turborotalia* sp. y buliminidae), nanofósiles del Eoceno inferior a medio, y radiolarios del Eoceno medio a superior (*Dictyoprora montgolfieri*, *Secthocyrtis babylonensis*, *Dorcadospyrus confluens*, *Dendrospyrus* cf. *inferispina*, *Buryella tetradica* del Eoceno; y *Eusyrigium fistuligerum*, *Giraffospyrus didiceros*, *Lychnocanoma* cf. *bandica* y *Dictyoprora* cf. *amphora* del Eoceno superior).

Formación Rumi Cruz

En los conglomerados en parte continentales de la Formación Rumi Cruz (1500 m, parte

superior de la secuencia Apagua, anteriormente llamados Fm Gallo Rumi), Faucher et al. (1971) distinguieron varios miembros, de base a tope :

- Conglomerados (100 m) con cantos de 3 a 18 cm de cuarzo, cherts y rocas eruptivas,
- Arcillas rojas con bancos de grauvacas y lentes de conglomerados (200 m),
- Conglomerados, limolitas, grauvacas y tobas en bancos lenticulares (600 m),
- Arcillas con restos de plantas, y lentes de areniscas y conglomerados (600 m),
- Conglomerados lenticulares (100 m) con cantos de cuarzo (90%) y cherts (10%).

En la Formación Rumi Cruz, Faucher et al. (1971) mencionan *Globovalia* sp. del Terciario.

Para Santos y Ramírez (1986), el conglomerado Apagua constituiría un depósito turbidítico grueso de abanico submarino. Para Bourgois et al. (1990), este conglomerado sellaría la colisión del arco insular Macuchi con el margen continental en el Eoceno superior.

Discusión de las interpretaciones estratigráficas y sus consecuencias tectónicas

Desde un punto de vista estratigráfico, tres interpretaciones distintas fueron propuestas.

* Para Egüez (1986), las rocas volcánicas del arco insular Macuchi constituyen el sustrato de la serie eocénica de Apagua, la cual comprende desde la base hacia arriba, las formaciones o unidades Pilaló, Unacota, Apagua y Rumi Cruz. En esta interpretación (véase Bourgois et al. 1990), las turbiditas Apagua serían ligadas a la entrada del Arco Macuchi en la fosa de subducción en el Eoceno medio, mientras que los conglomerados Rumi Cruz representarían la fase de acreción en el Eoceno superior o el Oligoceno.

* Según Santos et al. (1986), Jaillard (1993) y Cosma et al. (1998), la semejanza de las secuencias del Eoceno medio (caliza transgresiva-turbiditas-conglomerados) en toda la Costa y parte de la Cordillera Occidental del Ecuador sugiere que son correlacionables entre sí y que pertenecían al mismo dominio paleogeográfico y probablemente a la misma cuenca sedimentaria. En esta interpretación, las unidades que constituyen el sustrato de esta secuencia ya estuvieron acrecionadas cuando se depositó la serie del Eoceno medio.

* Para McCourt et al. (1998) y Hughes et al. (1998), la serie de Apagua representaría la cobertura eocénica de la unidad oceánica cretácica Pallatanga, ubicada al Este del Arco Macuchi y acrecionada en el Cretácico superior (Hughes y Pilatig 2002). Además, consideran que el conjunto formado por la Formación Pilaló y las Calizas Unacota sobreyacentes, constituye una intercalación dentro de las turbiditas de la Formación Apagua.

La Unidad Pallatanga y su cobertura cretácica-eocénica están sistemáticamente separadas del arco insular Macuchi por una falla mayor (McCourt et al. 1998, Hughes et al. 1998). Más al Sur (Guaranda), la cobertura eocénica discordante del Arco Macuchi está representada por la **unidad Arrayanes** de edad Eoceno superior, compuesta de areniscas cuarzosas y grauvacas turbidíticas, lutitas silíceas, e intercalaciones de coladas andesíticas a basálticas con caracteres de arco insular. Más al Norte también (carretera Aloag-Santo Domingo), Egüez (1986) describe la **unidad Las Juntas** como un depósito de lutitas y turbiditas ricas en cuarzo detrítico de edad Eoceno superior.

La depositación de las unidades Las Juntas y Arrayanes discordantes señalaría el fin de la acreción oblicua del Arco Macuchi en el Eoceno superior (Cosma et al. 1998, McCourt et al. 1998).

C. Datos estratigráficos nuevos

Salidas de campo para reconocimiento y muestreo permitieron establecer las siguientes observaciones estratigráficas.

Serie oceánica

Los **basaltos oceánicos** que forman el sustrato estratigráfico de la zona central (Fig. 6) presentan una geoquímica de plateau oceánico (Beaudon 2003). Afloran a lo largo de fallas inversas al Este de la zona central, y más ampliamente al Norte de la carretera Latacunga-Quevedo (zona de Huayrapungu). Están asociados con **cherts negros** silíceos estratificados, sin intercalaciones detríticas, que se encuentran siempre muy deformados. Los cherts, probablemente de edad Cretácico terminal (véase más adelante), representan la cobertura sedimentaria pelágica de los basaltos oceánicos (Fig. 6). Esta serie oceánica aflora en la zona de Huayrapungu y más al Norte.

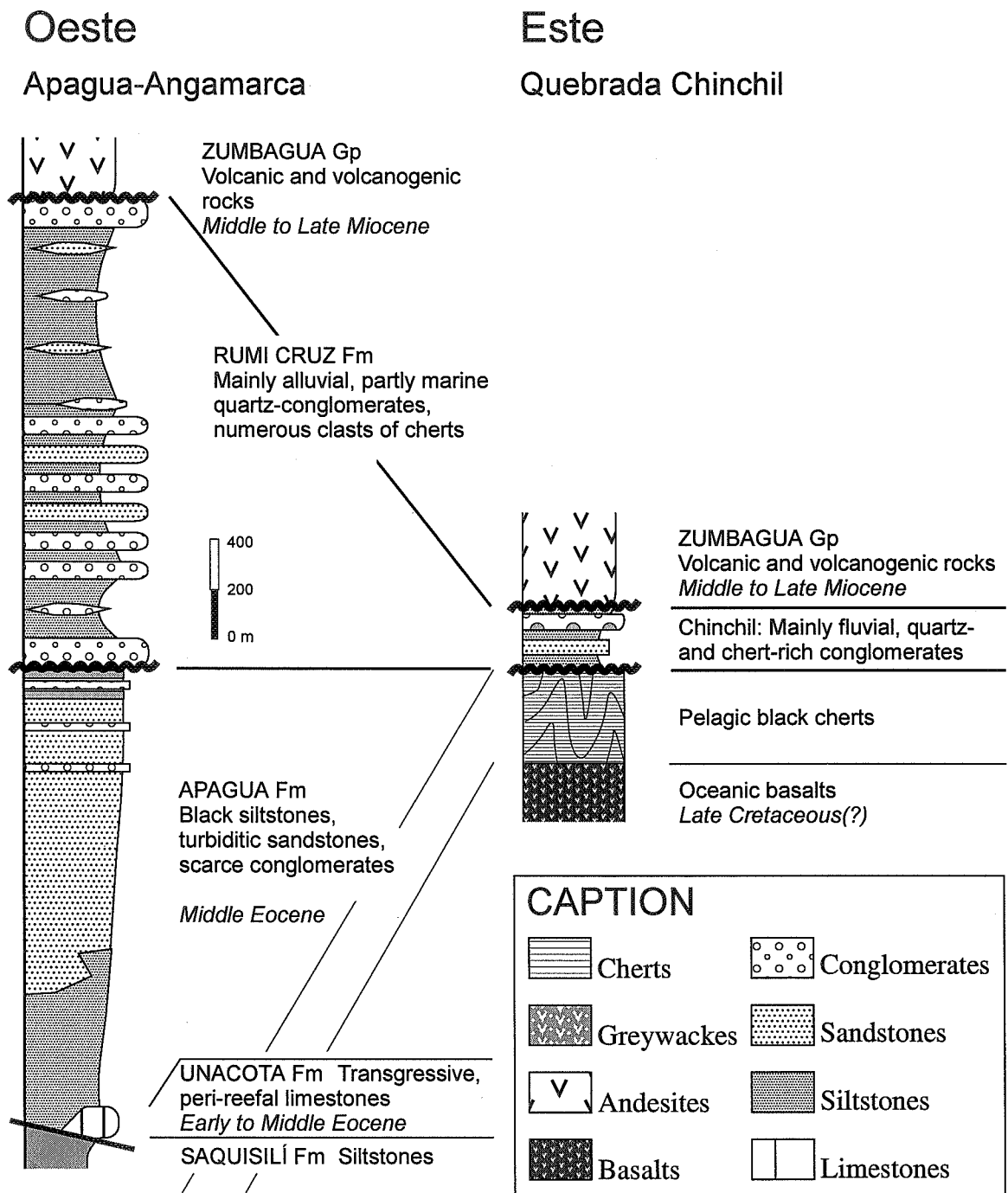


Fig. 6 : Series estratigráficas esquematizadas de la zona de Saquisilí-Angamarca

Muestras micropaleontológicas están en curso de estudio en Guayaquil.

Serie paleocena

La serie paleocena aflora al Oeste de la Formación Apagua. Sin embargo, el contacto con esta última parece fallado, lo que está soportado por la desaparición abrupta de las calizas transgresivas Unacota en la base de la secuencia eocénica Apagua (Fig. 6). Su substrato no está conocido. Por su edad, su grano fino, y su alto contenido de micas blancas y de minerales pesados, la serie paleocena de Angamarca (McCourt et al. 1998) es comparable y correlacionable con la Formación Saquisilí definida al Oeste de Saquisilí (Hughes et al. 1998).

En las muestras 01.Ag.01 a 01.Ag.04, se determinaron los siguientes palinomorfos (Anexo) : *Echinatisporites* sp., *Foveotriletes* sp., *Glomus* sp., *Polyadosporites* sp., *Polyadosporites mariae*, *Retitricolpites* cf. *antoni* y *Tricolporites* sp.. Ya que *Retitricolpites* cf. *antoni* fue reportado en el Eoceno inferior a medio de Colombia, se asume una edad Paleogeno para la unidad.

Serie eocénica de Apagua

El estudio detallado de la serie Apagua (caliza Unacota, turbiditas Apagua y conglomerados Rumi Cruz, Fig. 6) está a cargo de J. Toro en el marco de su tesis de la Universidad de Grenoble. Entre los resultados preliminares de este estudio, cabe notar :

- el espesor (≈ 1000 m) y el carácter grano- y estrato-creciente de las turbiditas de la Formación Apagua, que están mayoritariamente constituidas por areniscas líticas (85-60 % Qz, 15-40 % líticas, $\leq 5\%$ Fh).
- la presencia de intercalaciones de capas rojas al tope de la Formación Apagua, que indica una somerización drástica del medio de depositación que se vuelve continental,
- la presencia de una discordancia entre las formaciones Apagua y Rumi Cruz,
- el espesor (≈ 1700 m) y la evolución transgresiva – regresiva de la Formación Rumi Cruz, con medios sedimentarios desde llanura de inundación, aluvial, fan delta hasta marino somero, cuyas areniscas son feldespato-líticas (70-40 % Qz, 30-50 % líticas, 10-30 % Fh).

Numulmitidos de la Formación Rumi Cruz están en curso de determinación en Grenoble y Suiza.

Conglomerados Chinchil

En la zona central, conglomerados y areniscas gruesas continentales afloran a lo largo de la Quebrada Chinchil (carretera Latacunga-Quevedo, Fig. 6). Fueron atribuidos por Egüez (1986) a los conglomerados Apagua (ahora Fm Rumi Cruz). Estos conglomerados son caracterizados por una gran proporción de clastos de cherts negros, lo que les hace parecer a la Formación Tiyuyacu inferior del Oriente (Eoceno inferior, Christophoul et al. 2002), y también a la Formación Rumi Cruz. Descansan discordantemente sobre la serie oceánica y están cubiertos por las unidades sedimentarias y volcánicas miocénicas (Fig. 6).

Los conglomerados de la Quebrada Chinchil pueden ser correlacionados con los conglomerados Rumi Cruz (Eoceno superior), o pertenecer a una unidad anterior (Paleoceno-Eoceno inferior). **En el primer caso**, significaría que las turbiditas de la Formación Apagua del Eoceno medio se depositaron en una cuenca geográficamente muy limitada, sugiriendo una cuenca de tipo *pull apart*, y que los conglomerados superiores fueron depositados tanto al tope de las turbiditas que rellenaron la cuenca, como en *on lap* en los bordes emergidos de la cuenca.

En el segundo caso, podrían representar el sistema continental que alimentaba a las formaciones marinas del Paleoceno.

El estudio en curso de la Formación Rumi Cruz por J. Toro y D. Iza sugiere que la primera interpretación es la más probable. Por lo tanto, consideramos que el conglomerado Chinchil es de edad Eoceno superior.

Mioceno

La serie miocénica, de al menos 3 000 metros de grosor (Fms Pisayambo-Rumichaca de Egüez 1986), está caracterizada por areniscas arcósicas y líticas fluviales, *debris flows* gruesos de ambiente de cono aluvial, e incluye una intercalación (500 m ?) más fina con niveles lacustres. Los clastos (hasta 50 cm de diámetro) son casi exclusivamente andesíticos. Parece estar cubierta en discordancia por una serie volcánica subhorizontal y poca deformada, que aflora ampliamente más al Sur.

En la Formación Zumbagua, cerca de Casa Quemada, la muestra 02.SQ.01 contuvo *Botryococcus* sp. (alga clorofita de agua dulce), *Cyclusphaera* sp., *Laevigatosporites* sp., *Podocarpidites* sp., *Polypodiaceoisporites* aff. *pseudopsilatus*, *Striatricolpites* sp., *Triletes* sp., *Verrucatisporites* spp., *V. usmensis* y esporas de hongos, que indican el intervalo Mioceno inferior parte tardía-Pleistoceno. Más arriba en la serie, al Sur de Pactapungu, en depósitos lacustres (02.SQ.02), se determinaron *Echitricolporites spinosus*, *Gleicheniidites* sp., *Ilexpollenites* sp., *Laevigatosporites* sp., *Nijssenosporites* sp., *N. cf. fosulatus*, *Polypodiaceoisporites* sp., *Psilaperiporites* aff. *minimus* y *Triletes* sp.. La asociación, y especialmente *E. spinosus*, son indicadores del intervalo Mioceno Medio tardío-Pleistoceno (≤ 15 Ma). Por lo tanto, la edad de la Formación Zumbagua sería **Mioceno medio** en la base ($\approx 16-11$ Ma) a **Mioceno superior** ($\approx 11-6$ Ma) en la parte superior.

La parte Este de la zona central está caracterizada por la presencia de andesitas discordantes y poco deformadas, posiblemente del Mioceno superior tardío (7-6 Ma, Fm Cisarán de McCourt et al. 1998).

Esta serie neógena está en curso de estudio y mapeo en el marco de la tesis de grado de D. Iza.

D. Datos estructurales nuevos

El estudio por fotografías aéreas de esta zona, gracias a la gentileza del departamento de fotografías aéreas del Instituto Geográfico Militar, permitió:

- precisar los límites de las formaciones y avanzar el mapa geológico de la zona.
- confirmar el contacto fallado (fallas NW-SE) entre la Formación Apagua y la serie paleocena de Angamarca.
- determinar que los afloramientos del substrato cretácico de la zona central están controlados por fallas importantes de dirección Noreste-Suroeste, mientras que las zonas Este y Oeste están dominadas por fallas mayores de dirección Norte-Sur.
- precisar la geometría de las series volcánicas recientes de los Cerros Ventana y Predicador, parte de las cuales podrán representar una caldera abierta hacia el Este (D. Iza, tesis en curso).

Las salidas de campo permitieron evidenciar los siguientes hechos.

Una fase tectónica pre-paleocénica

Los cherts oceánicos están intensamente deformados, con pliegues apretados hasta isoclinales, asociados con esquistosidad, que se traduce por buzamientos muy parados y por una notable dispersión de los azimutes (Fig. 7). Estas estructuras están cortadas por diaclasas orientadas N-S, y por fallas de dirección NE-SW.

En cambio, la serie eocénica de Apagua y el conglomerado Chinchil discordantes solo presentan pliegues abiertos y buzamientos suaves (Fig. 7). Eso demuestra que la fase plicativa que afectó a los cherts es pre-Eoceno medio. Más al Oeste, la serie del Paleoceno-Eoceno de la zona de Apagua-Angamarca forma una estructura monoclinial con buzamientos de $\approx 40^\circ$ al Este, y la repartición de los buzamientos indica que solo fue afectada por deformaciones de dirección \approx NNW y NNE (Fig. 7).

El contraste en la geometría, intensidad y estilo de las deformaciones entre los cherts y las series terciarias permite deducir que la fase tectónica que afectó a los cherts es pre-paleocénica. Si tenemos en cuenta la edad Campaniano medio-parte del Maastrichtiano obtenido para los cherts en la zona de Guaranda, se puede deducir que esta fase plicativa ocurrió en el Maastrichtiano tardío (ver más adelante).

Estructura de la cuenca de Apagua

La correlación probable de los conglomerados Chinchil con la Formación Rumi Cruz tiene importantes consecuencias. En efecto, demuestra que, por un lado, los conglomerados del Eoceno superior descansan en *on-lap* hacia el Este, y por otro lado, que mientras se estaba depositando la secuencia del Eoceno medio (Caliza Unacota y Formación Apagua), quedaba emergida la zona central. Esta observación indica que la cuenca Apagua estaba limitada al Este por importantes fallas de probable dirección Norte-Sur.

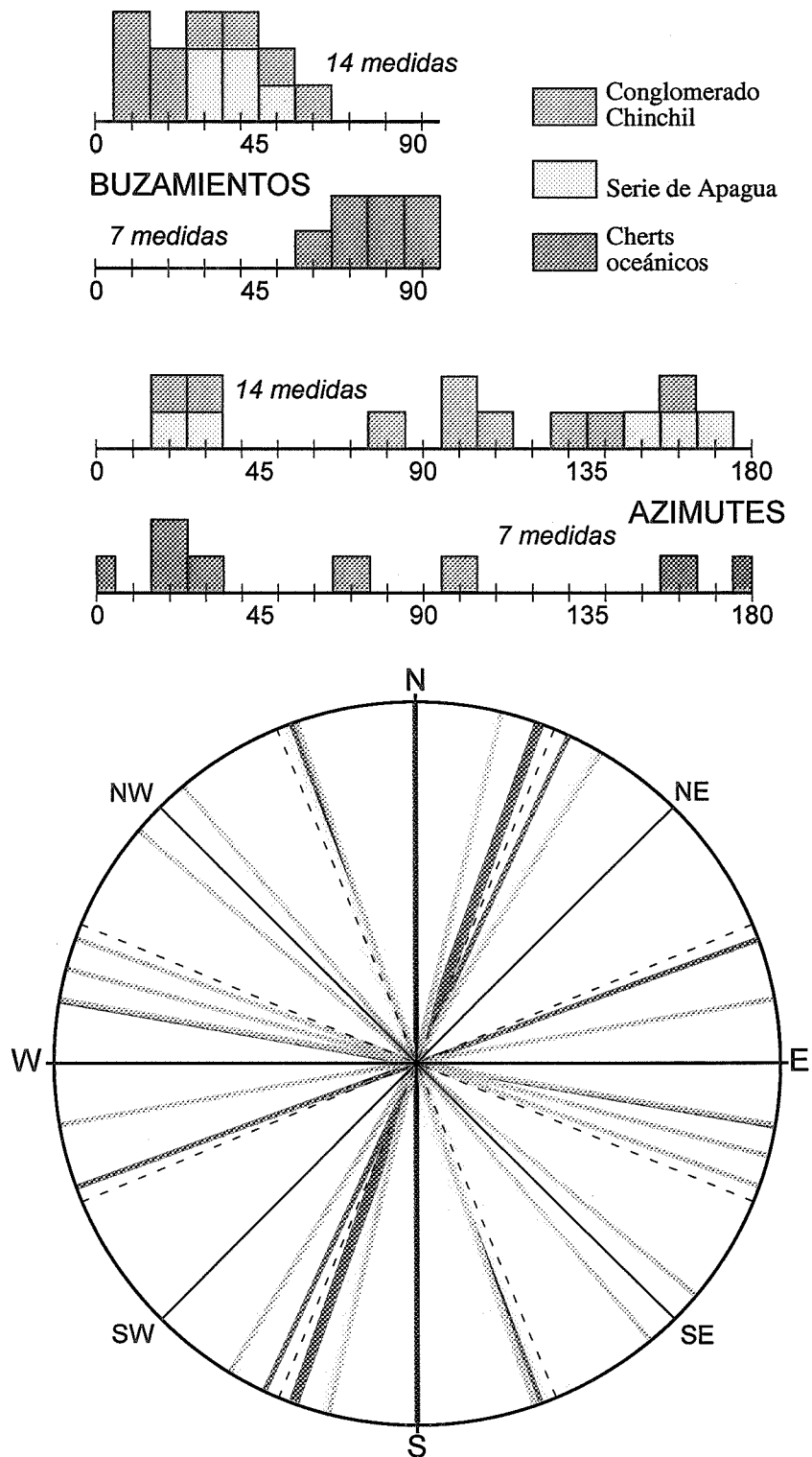


Fig. 7 : Azimutes de las capas de los cherts oceánicos (azul), de las formaciones terciarias de Apagua (amarillo) y de los conglomerados Chinchil (anaranjado) en la zona de Huayrapungu (carretera Pujilí-Apagua).

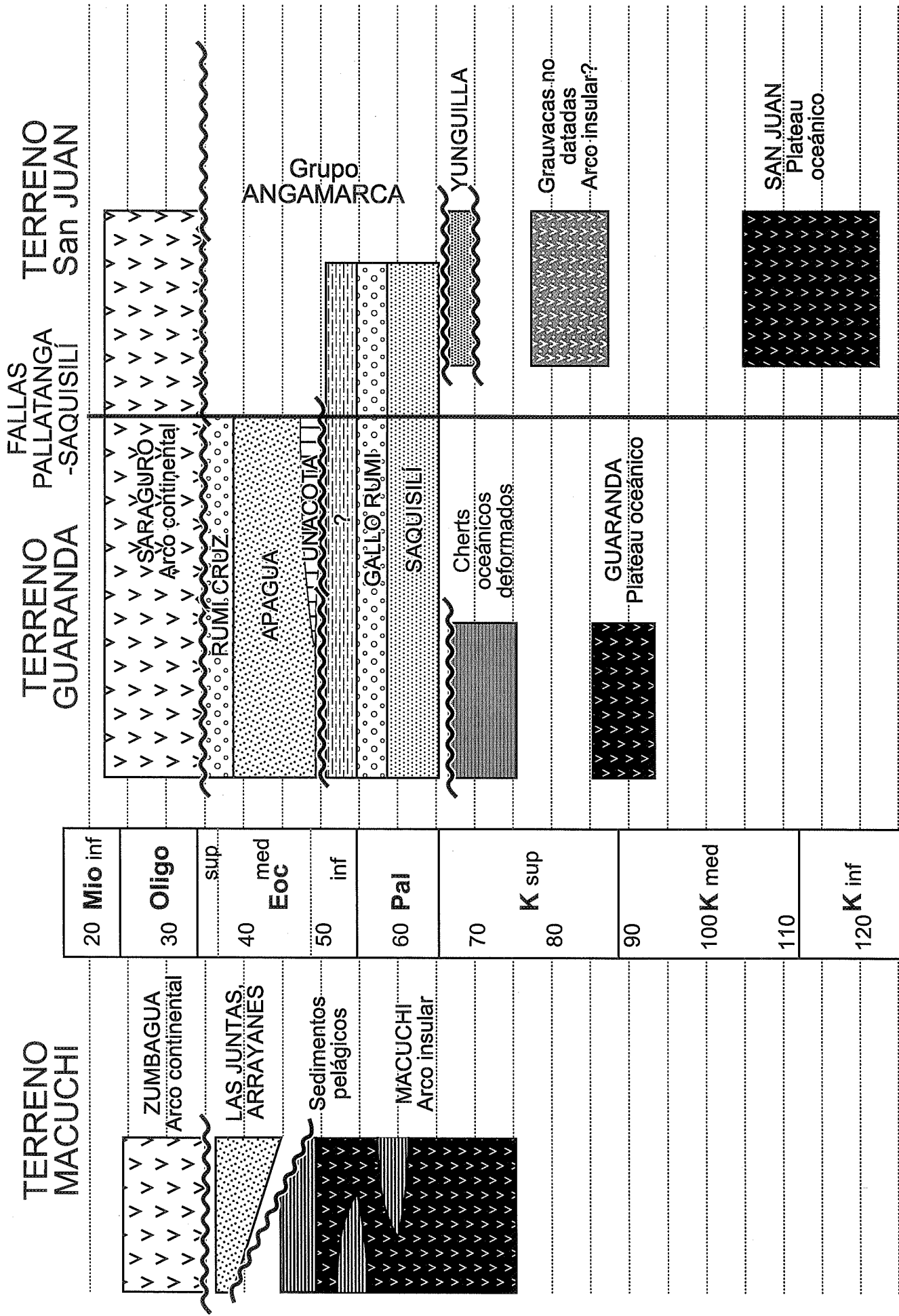


Fig. 8 : Estratigrafía de los terrenos San Juan (Este), Guaranda (centro) y Macuchi (Oeste) propuesta en este estudio

Por otro lado, los afloramientos de la Formación Apagua parecen representar una cintura discontinua de dirección Norte-Sur, con depocentros (o zonas con sedimentos preservados) en las zonas de Apagua, Guaranda (véase más adelante), y quizás Pallatanga donde Dunkley y Gaibor (1997) obtuvieron una edad del fin del Eoceno medio (38 Ma) para parte del "Grupo Angamarca".

Estas características sugieren que las secuencias clásticas del Eoceno medio fueron depositadas en cuencas en *pull-apart*, escalonadas de Norte a Sur, y probablemente ligadas al juego en rumbo dextral de la margen ecuatoriana al inicio del Eoceno medio y durante el Eoceno medio.

Notas sobre la acreción del Terreno Macuchi

El estudio de los sedimentos de la Formación Apagua demuestra que esta fue alimentada por áreas fuentes de naturaleza metamórfica o plutónica, y probablemente también por la erosión de la secuencia sedimentaria paleocénica, pero sin influencia de aportes de origen volcánico. Nos indica, por lo tanto, que el arco insular Macuchi todavía no estaba acrecionado al margen andino en el Eoceno medio.

Si interpretamos el depósito discordante de sedimentos clásticos ricos en cuarzo detrítico sobre el arco Macuchi como el testigo de su acreción a la margen ecuatoriana, la presencia de las unidades Arrayanes y Las Juntas (Fig. 8) nos indica que esta acreción ocurrió antes de parte del Eoceno superior, es decir después del depósito de la Formación Apagua. Por otro lado, la presencia de capas rojas al tope de la secuencia Apagua y la discordancia observada entre las formaciones Apagua y Rumi Cruz (J. Toro, tesis en curso), indica un levantamiento y evento erosional entre ambas formaciones (Fig. 6 y 8). Finalmente, el cambio drástico de medio sedimentario y de alimentación entre la secuencia Apagua principalmente cuarzosa y turbidítica, y los conglomerados Chinchil y Rumi Cruz en gran parte continentales y marcados por la abundancia de clastos de cherts negros pelágicos, indica un trastorno paleogeográfico entre el Eoceno medio y el Eoceno superior.

Este cambio paleogeográfico está caracterizado por un levantamiento de la zona de depósito y de las áreas fuentes orientales, expresado por la transición a depósitos parcialmente continentales, por la rejuvenación de la erosión que afecta al substrato oceánico (clastos de cherts), y por el nítido aumento del tamaño de los elementos detríticos en los conglomerados de la Formación Rumi Cruz. Un evento tectónico está conocido en la mayoría de las cuencas de ante-arco (cuencas Talara, Ancón, Manabí) en la parte superior del Eoceno medio: discontinuidad de los depósitos gruesos y someros de las formaciones Punta Ancón y San Mateo superior, sobre las capas marinas más finas de las formaciones Seca y San Mateo inferior por ejemplo (Jaillard et al. 1995). Si aceptamos esta correlación, la acreción se ubicaría más seguramente en el límite Lutetiano-Bartoniano de la parte superior del Eoceno medio (≈ 41 Ma), que sería también la edad de la discontinuidad entre las formaciones Apagua y Rumi Cruz.

Notemos que en esta interpretación, la acreción no fue acompañada por sobre-escurrimientos, sino por un levantamiento de la margen, lo que soporta la idea según la cual la adición de material oceánico por debajo de la margen ecuatoriana por bloqueo de la subducción, contribuiría de manera significativa a la constitución de la raíz cortical de los Andes ecuatorianos, y por lo tanto a la creación del relieve de la cadena (Fig. 2).

Una segunda consecuencia, muy llamativa, es que la acreción del Arco Macuchi hubiera ocurrido después de la acreción del Terreno Piñón del Suroeste de la Costa ecuatoriana, y después de la acreción del Terreno Naranjal del Noroeste de la Costa ecuatoriana (Kerr et al. 2002), que están actualmente ubicados más al Oeste. Esta disposición geográfica y esta secuencia cronológica de las acreciones solo es explicable, si uno supone que los Terrenos Piñón y Naranjal se emplazaron, por migración hacia el Norte (movimiento dextral), al Oeste del Terreno Macuchi después de la acreción de este último, es decir después del Eoceno medio-superior (después de ≈ 40 Ma). La verificación de dicha interpretación es sumamente importante para la reconstrucción de la evolución tectónica y geodinámica de la margen ecuatoriana durante el Terciario.

Pliegues regionales Norte-Sur

La fase plicativa mayor, de dirección N-S, afecta a las rocas del Cretácico y del Eoceno, y por lo tanto, es de edad post-Eoceno superior. En cambio no afecta de manera notable las Formaciones volcánicas del Grupo Zumbagua (18-7 Ma), que presentan estructuras preferencialmente de dirección NE-SW o NW-SE. Esta observación permite deducir que los pliegues N-S son de edad pre-

Mioceno medio, y podrían corresponder a la fase tectónica mayor del Eoceno superior (fase incáica, ≈ 35 Ma), posterior al depósito de las unidades Arrayanes y Las Juntas, o a la del Oligoceno superior (fase Aymara, ≈ 28 Ma). Sin embargo, no se puede descartar que estas estructuras regionales resultan de dos fases de pliegues de dirección NNE y NNW, respectivamente, sin que se pudo determinar hasta ahora una cronología relativa entre ambas fases de pliegues.

Fallas Noreste-Suroeste

Los afloramientos de la zona central están controlados por fallas de dirección NE-SW, que hacen aflorar las rocas oceánicas antiguas. Ya que hacen resaltar rocas cada vez más antiguas desde el SE hacia el NW, tienen probablemente un juego inverso hacia el SE, como se lo puede ver en la Quebrada Calicanto, en donde una falla inversa de dirección NE-SW pone en contacto basaltos cretácicos al NW sobre el volcanismo neógeno al SE. Este sistema de falla está asociado con fallas de dirección NW-SE, con juego y papel menor.

Las fallas NE-SW cortan las formaciones volcánicas atribuidas al Grupo Zumbagua, lo que permite asignar a su juego una edad Mioceno superior o quizás más reciente. Cabe notar que los estratos de la Formación Zumbagua entre Huayrapungu y el Cerro Amina están basculados hacia el Sureste entre dos fallas NE-SW, lo que soporta esta interpretación.

Fallas Norte-Sur

Las zonas occidental y oriental son dominadas por la presencia de fallas mayores de dirección aproximada Norte-Sur. Al Este, este sistema de fallas está conocido como Falla Pujilí (Hughes et al. 1998), que contiene el "mélange" Pujilí, caracterizado por la presencia de escamas tectónicas de rocas metamórficas, plutónicas, magmáticas y sedimentarias (Hughes y Pilatasig, 2002).

Al Oeste, un sistema similar de fallas caracteriza la zona comprendida entre Zumbagua y Pilaló. Estas fallas no están cortadas por las fallas Noreste-Suroeste, lo que indica que son posteriores. Además, controlan el drenaje de la zona del volcán Quilotoa, y la morfología de las acumulaciones volcánicas cuaternarias de la misma zona. Por lo tanto, el juego de las fallas mayores Norte-Sur es de edad Mioceno superior y probablemente hasta actual. Hughes et al. (1998) y Hughes y Pilatasig (2002) presentan evidencias de un juego dextral compresivo para estas fallas, lo que es coherente con la migración hacia el Norte de la Costa ecuatoriana que provocó la apertura del Golfo de Guayaquil a partir del Mioceno superior (Deniaud 2000).

E. Perspectivas

* El estudio petrográfico y sedimentológico de la sucesión Paleoceno-Eoceno superior de la zona de Pilaló-Apagua-Angamarca está a cargo de Jorge Toro, en el marco de su doctorado.

* El mapeo y estudio estratigráfico y petrográfico de los conglomerados y rocas volcánicas de la zona central está a cargo de Danilo Iza, en el marco de su tesis de Ingeniero de la Escuela Politécnica Nacional, asesorada por J. Toro y E. Jaillard. Las metas de este estudio son :

- datar el conglomerado Chinchil y determinar si es equivalente a la Formación Rumi Cruz,
- levantar una sección del conglomerado Chinchil y estudiar su petrografía para tener informaciones sobre la paleogeografía de la época,
- mapear y precisar las relaciones estratigráficas y estructurales entre las unidades volcánicas miocénicas a recientes.

* Se espera que los datos colectados por D. Iza, E. Jaillard y J. Toro culminaron con el dibujo y la publicación de un mapa geológico al 1/100 000 de la zona.

* Para averiguar la hipótesis de la acreción en la parte superior del Eoceno medio del terreno Macuchi, será necesario e importante estudiar las unidades sedimentarias asociadas con el Arco Macuchi. Su estudio petrográfico permitirá comprobar el cambio de fuente detrítica entre los sedimentos datados del Eoceno inferior a medio, y las unidades sedimentarias datadas del Eoceno superior, y descritas como ricas en cuarzo detrítico (unidades Las Juntas, Egüez 1986, Arrayanes, McCourt et al. 1998).

2. ZONA VOLCAN CHIMBORAZO – PALLATANGA

A. Presentación

Esta zona comprende la sección clásica de la carretera Riobamba-Guaranda (Thalman 1946, Kehrer y Kehrer 1979, Faucher et al. 1971, Dunkley y Gaibor 1997), y la zona de falla de Pallatanga (Winter 1990). Está limitada al Este por una falla mayor orientada Norte-Sur, que la separa del arco insular Macuchi.

Esta zona comprende de Este a Oeste (Fig. 8) :

* La compleja zona de fallas de Pallatanga, de rumbo general NNE-SSW, que determina la dirección del valle del río Pangor,

* La zona central alta que forma la Cordillera Occidental misma. Esta comprende :

- (1) al Este las series detríticas cretácicas a eocénicas, con pliegues de eje Norte-Sur a NNE-SSW,

- (2) en el centro una zona de fallas de dirección NNE-SSW, que contiene escamas de la Formación Yunguilla, fragmentos de un Plateau oceánico, cherts negros que representan probablemente su cobertura sedimentaria oceánica y escamas de rocas metamórficas de alto grado que afloran como escamas en las fallas mayores, y

- (3) al Oeste, cherts negros muy deformados, localmente asociados con sedimentos detríticos cuarzosos paleógenos y con las rocas volcánicas paleógenas discordantes (Fig. 8).

* Una zona de fallas Norte-Sur, que separa la Cordillera Occidental del valle de Guaranda-San Miguel cuyo substrato volcánico es probablemente el arco insular Macuchi, y está rellenado por rocas volcánicas de edad Eoceno superior-Oligoceno hasta reciente.

B. Trabajos anteriores

En la Formación Yunguilla de la sección Riobamba-Guaranda, Faucher et al. (1971) determinaron, además de ostrácodos, bivalvos, equinodermos y briozoarios, los foraminíferos *Bathysiphon* sp., *Bolivina* sp., *Cristellaria* sp., *Dorothyia* sp., *Marssonella* sp., *Globigerina* sp., *Globotruncana* gr. *linnei*, *Guembelina* sp., *Lenticulina* sp., *Palmula* sp., *Siphogenerinoides* cf. *ewaldi* y *Textularia* sp. del Maastrichtiano. La Formación Yunguilla está sobreyacida por areniscas y conglomerados con clastos de cuarzo y cherts (llamados entonces Formación Cayo Rumi), considerados como de edad paleocena (Faucher et al. 1971).

McCourt et al. (1998) atribuyeron las areniscas y los conglomerados de la zona oriental a las formaciones Apagua y Gallo Rumi, mientras que los cherts negros de las fajas central y occidental fueron atribuidos a la Formación Yunguilla, o a las formaciones Apagua y Gallo Rumi. Además, atribuyeron los basaltos de la zona central a la unidad Pallatanga, de edad Cretácico.

C. Datos estratigráficos nuevos

Salidas de campo y muestreos micropaleontológicos a lo largo de las secciones San Juan-Guaranda, Sicalpa-Santiago y Sicalpa-Pallatanga, permitieron distinguir dos tipos de serie estratigráfica que difieren principalmente por su serie cretácica.

C.1. SERIE ORIENTAL

Formación Yunguilla

La Formación Yunguilla es generalmente una serie alternante de bancos decimétricos de cherts tobaceos y detríticos, y de turbiditas lítico-arcósicas algo cuarzosas. En la zona de San Juan, la Formación Yunguilla está caracterizada por intercalaciones de calciturbiditas, localmente gruesas y en bancos hasta métricos, con fuerte olor a gasolina (explotadas por los Cementos Chimborazo). Bancos de calciturbiditas están también conocidos en las cabeceras de la quebrada Ganguis y a lo largo de la carretera de Juan de Velasco.

* Ammonites encontrados en la Formación Yunguilla en el páramo de Huangupud (99.G.74)

y 99.G.75) fueron determinadas como *Exiteloceras* sp. del Campaniano (o *Glyptoxoceras* sp. del Santoniano-Maastrichtiano) (99.G.74), y (99.G.75) *Exiteloceras* sp. (Campaniano) (o *Glyptoxoceras* sp. del Santoniano-Maastrichtiano) y *Phylloceras* (*Neophylloceras*) sp., siendo este último comparable a *P. (N.) surya* de la Formación Cenizo del Maastrichtiano inferior del Norte del Perú. Estos amonites indican juntos una edad Campaniano superior a Maastrichtiano inferior (det. P. Bengtson, Heidelberg).

* En la muestra 98.G.15, colectada al Oeste de San Juan, en las canteras ubicadas al Sur de la carretera, se determinó el foraminífero planctónico *Pseudogumbelina excolata* que indica una edad Campaniano superior-Maastrichtiano. Está asociado con bentónicos (*Bolivina* sp., *Bulimina* sp., *B. aff. petroleana*, *Cibicides subcarinatus*, *Dentalina* sp., *Gyroldina* aff. *globosa*, *Nodosarella* aff. *gracilissima*, *Rzehakina epigona*) y palinómorfos (*Araucariacites australis*, *Deltoidospora* sp., *Foveotriletes* sp.).

* En las muestras 99.G.68 a 78 de la parte Este de la sección Sicalpa-Santiago, se encontraron, además de restos de anélidos, los foraminíferos bentónicos : *Haplophragmoides* sp., *Hormosina* sp., *Hormosina ovulum* (Santoniano-Eoceno inferior), *Kalamopsis grzybowskii* (Cretácico superior-Eoceno), *Nodosariaceo?*, *Saccamina* sp. y el radiolario *Amphypindax* cf. *tylotus* (Campaniano medio-Maastrichtiano). La ocurrencia de *H. ovulum*, *K. grzybowskii* y de *A. cf. tylotus* indica el intervalo Campaniano medio-Maastrichtiano (ver Anexo).

Los cherts silíceos y tobaceos de la Formación Yunguilla maastrichtiana están sobreyacidos estratigráficamente y en discordancia (contacto visible en varios sitios) por las areniscas paleoceanas de la Formación Saquisilí del Grupo Angamarca.

El Grupo Angamarca paleógeno de la faja oriental incluye de abajo hacia arriba las siguientes unidades (Fig. 9 y 10) :

* La **Formación Saquisilí**, formada por limolitas y areniscas arcillosas, cuarzosas y feldespáticas, de grano fino a mediano, está caracterizada por la abundancia de arcilla, mica blanca y minerales pesados. Hacia la base, secuencias de plata-forma clástica con bioturbaciones, rizaduras de corriente, laminaciones oblicuas, laminaciones de tempestitas (*Hummocky Cross Stratification*, HCS) y numerosas figuras de escape de agua, ... Más arriba dominan secuencias turbidíticas.

* Los **Conglomerados (o Miembro) Gallo Rumi**, caracterizados por el mismo tipo de litología, pero más gruesa, ya que incluyen a bancos potentes de conglomerados con cantos redondeados (principalmente cuarzo y rocas metamórficas) de hasta más de 10 centímetros de diámetro. La litología y naturaleza de los clastos los hacen parecer al Grupo Azúcar de la Costa (Paleoceno superior), y a la Formación Tiyuyacu inferior (Eoceno inferior?) del Oriente ecuatoriano.

* Hacia el tope, el Conglomerado Gallo Rumi se vuelve mucho más fina y pasa a limolitas y areniscas finas negras ricas en foraminíferos bentónicos biseriados, que llamaremos **Miembro Gallo Rumi superior**.

* La **Formación Apagua** sobreyace estratigráficamente y en discordancia angular al miembro superior fino de la Formación Gallo Rumi. La Formación Apagua empieza con facies de transgresión marina, que pasan hacia arriba a turbiditas clásicas. Por correlación con la serie de la zona de Apagua, se considera que es de edad Eoceno medio.

Formaciones Saquisilí-Gallo Rumi oriental

En las areniscas de la faja oriental (Formaciones Saquisilí y Gallo Rumi, sin diferenciar), se determinaron los siguientes microfósiles (muestras 98.G.13 y 98.G.14, y 99.G.02 a 99.G.19) :

* **Foraminíferos bentónicos**: fragmento de Ammodiscaceo, *Bathysiphon* cf. *eocenicus* (Paleoceno-Eoceno), *Bathysiphon* aff. *rufescens* (Paleógeno), *Bolivinopsis* sp., varios *Bolivinopsis spectabilis* (Maastrichtiano-Eoceno medio), varios *Bolivinopsis trinitatensis* (Paleógeno), *Cyclamina* sp., *Cyclamina amplexans*, *Cystamina* sp., numerosos *Haplophragmoides* sp., *Haplophragmoides eggeri*, *Haplophragmoides* aff. *eggeri*, *Haplophragmoides stomatus* (Paleógeno), *Hormosina* sp., *Karreriella* sp., *Nodellum* cf. *velascoense* (Cretácico superior-Eoceno inferior), *Rzehakina* sp. (Cretácico-Eoceno inferior), algunos *Sacamina* sp., *Spiroplectamina* aff. *grzybowskii* y varios *Trochamina* sp..

La ocurrencia de *Rzehakina* sp. y *N. cf. velascoense* en la parte superior de la sección (muestras 12 y 17, respectivamente) sugiere que la Formación Saquisilí-Gallo Rumi no pasa el Eoceno inferior. Por otro lado, la asociación de *B. cf. eocenicus*, *B. trinitaense* y *H. stomatus* indica que la unidad no es más antigua que el Paleoceno.

* Los palinomorfos : *Callimothallus* sp. (Paleógeno), *Deltoidospora* sp., *Gemmotricolpites* sp., *Laevigatosporites* sp., *Microthallites* sp., *Monocolpopollenites* sp., *Podocarpites* sp., algunos *Psilatricolpites* sp., *Retitricolpites* sp., *Retitricolporites* sp. y *Tripurites* sp. indican el Paleógeno.

Por lo tanto, la edad de la Formación Saquisilí-Gallo Rumi está incluida dentro del intervalo **Paleoceno-Eoceno inferior**. Proponemos una edad Paleoceno para esta unidad, que se correlaciona con la Formación Saquisilí de Saquisilí, y cuya parte conglomerática está correlacionada con los conglomerados cuarzosos del Grupo Azúcar de la Costa, de edad Paleoceno superior, que sellan la acreción del terreno Piñón (Jaillard et al. 1995).

Miembro Gallo Rumi superior (oriental)

En las limolitas y areniscas finas de la parte superior de la Formación Gallo Rumi, se determinaron (muestras 99.G.20 a 99.G.26 y 99.G.57 a 99.G.62; ver anexo):

* Foraminíferos bentónicos : *Bolivinopsis spectabilis*, abundantes *Bathysiphon* aff. *eocenicus*, un *Bathysiphon* cf. *discretus*, varios *Haplophragmoides* sp., escasos *Saccammina* sp. y numerosos *Trochammina* sp..

B. spectabilis, *B. cf. discretus* y *B. aff. eocenicus* indican los intervalos Maastrichtiano-Eoceno medio, Maastrichtiano-Eoceno y Paleoceno-Eoceno, respectivamente. Indican juntos un rango **Paleoceno-Eoceno medio** para el Miembro Gallo Rumi superior. Sin embargo, siendo *B. aff. eocenicus* muy frecuente en el Grupo Ancón (Eoceno medio) de la Península de Santa Elena, la edad probable es Eoceno inferior a medio.

* Palinomorfos : *Callimothallus* sp. (Paleógeno), *Microthallites* sp., *Monocolpites* sp. y *Retimonocolpites* cf. *microreticulatus* (reportado en el Paleoceno de Colombia).

Por lo tanto, los datos disponibles indican en conjunto el intervalo Paleoceno-Eoceno medio. Por su posición estratigráfica encima de la Formación Saquisilí-Gallo Rumi del Paleoceno, **proponemos una edad Eoceno inferior** para el Miembro Gallo Rumi superior.

Al Sur del área (zona de Tambillo Alto, Malpote y Trigoloma), una faja Norte-Sur presenta filitas claras duras y cuarcitas claras recrystalizadas en bancos delgados, localmente asociadas con siltitas y areniscas negras finas comparables a las de la Formación Saquisilí. Por lo tanto, esta serie epimetamórfica está interpretada tentativamente como una facies recrystalizada de la Formación Saquisilí.

Formación Apagua

650 m al Oeste de San José de Gallo Rumi, la Formación Apagua sobreyace en discordancia levemente angular al Miembro Gallo Rumi superior [73645-98220], expresando un periodo de deformación y erosión. Empieza con algunos decímetros de areniscas ricas en óxidos de hierro con paleoraices y pedogénesis de medio continental (paleosuelo), que atestiguan de un periodo de emersión. Sigue con areniscas de plataforma clástica somera con estratificaciones oblicuas suaves a paradas (10 a 15 m). Finalmente, la serie pasa hacia arriba a turbiditas cuarzosas semejantes a las de la Formación Apagua de la zona de Apagua. Esta sucesión expresa una transgresión marina después de una emersión de origen tectónico.

Las muestras 99.G.27 y 99.G.28 entregaron los foraminíferos bentónicos *Bathysiphon eocenicus*, *Bolivinopsis spectabilis* y *Trochammina* sp.; así como el palinomorfo *Microthallites* sp. La co-ocurrencia de *B. eocenicus* (Paleoceno-Eoceno) y *B. spectabilis* (Maastrichtiano-Eoceno medio) indica el intervalo **Paleoceno-Eoceno medio**, siendo más probable el Eoceno inferior a medio (véase más arriba).

Por correlación con la serie de la zona de Apagua, se considera que es de edad **Eoceno medio**.

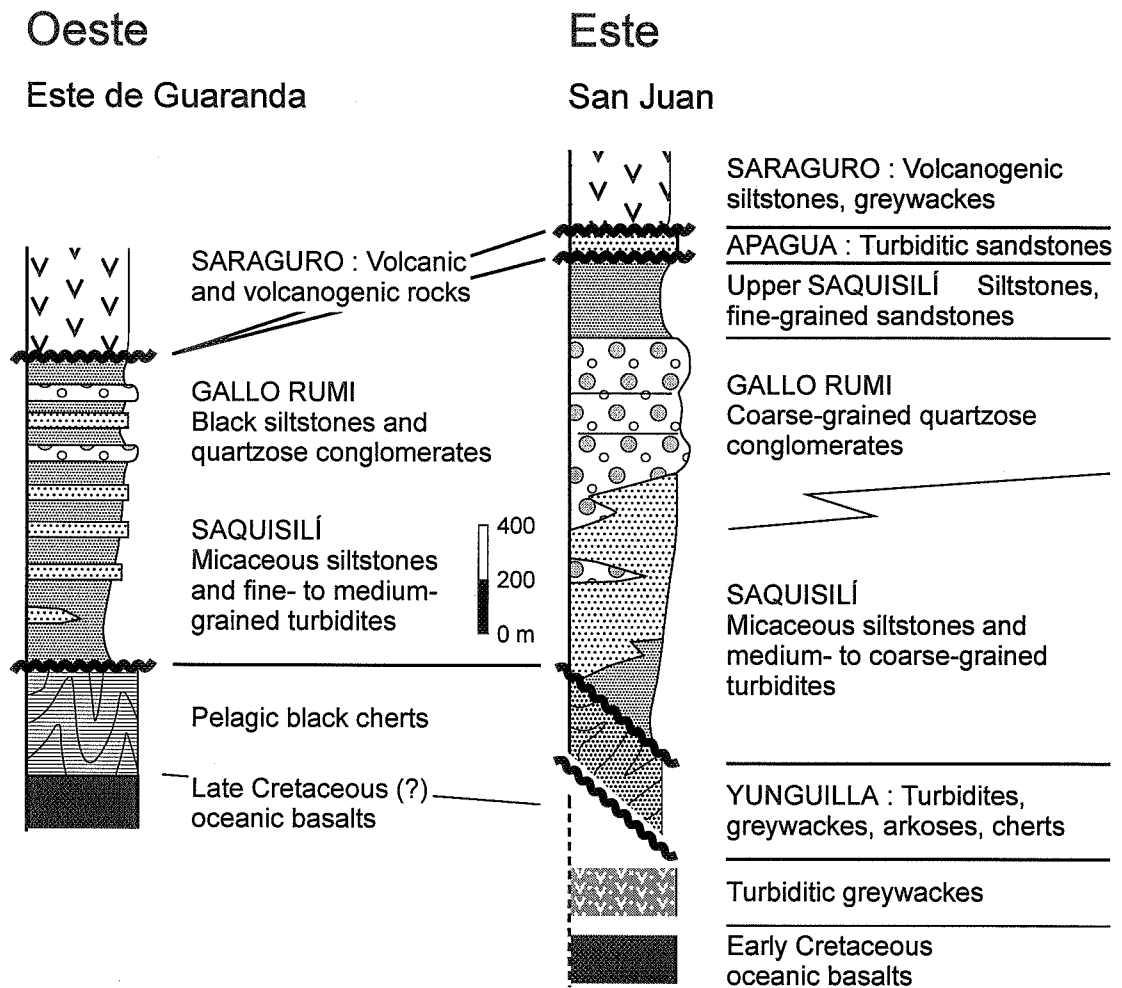


Fig. 9 : Secciones estratigráficas esquematizadas de la zona de Riobamba - Guaranda
Misma leyenda que Fig. 6.

C.2. SERIE OCCIDENTAL

Serie de cherts negros

La serie de cherts negros deformados aflora en las zonas central y occidental. Localmente parece ser sobreyacida por la Formación Saquisilí, de la cual es a veces difícil diferenciarla. El contacto estratigráfico entre el substrato basáltico y los cherts negros puede ser observado en la quebrada Diablo Sacha (7318-98197).

En las muestras 99.G.38-39, y 99.G.44 a 46, se determinaron (Anexo) :

* Foraminíferos bentónicos: *Bulimina* sp., varios *Haplophragmoides* sp., *Haplophragmoides stomatus*, *Hormosina* cf. *gigantea* (Senoniano-Eoceno), *Hormosina ovulum* (Santoniano-Eoceno inferior), *Kalamopsis grzybowskii* (Cretácico superior-Eoceno), *Saccamina* sp., *Saccamina* aff. *placenta* (Cretácico superior-Eoceno inferior) y *Vulvulina* sp.? (Campaniano-Holoceno). La edad indicada es Campaniano-Eoceno inferior.

* Radiolarios : *Archaeodictyomitra lamellicostata* (Campaniano medio-Maastrichtiano), *Gongylothorax* sp., *Pseudoaulophacus* cf. *lenticulatus* (Campaniano medio)?, *Prunocarpus* sp. (Cretácico superior-Holoceno), *Rhopalosyringium* sp. y *Stichocapsa* sp..

La asociación de los radiolarios *A. lamellicostata* y *P.* cf. *lenticulatus* indica una edad Campaniano medio a Maastrichtiano, siendo más probable el Campaniano medio-superior.

* Palinomorfos : *Echitricolpites* sp., *Microthallites* sp. y *Polyadosporites* sp.

Por lo tanto, los cherts negros deformados no detríticos son de edad Campaniano medio a Maastrichtiano, y son coetáneos al menos con parte de la Formación Guayaquil de la Costa (con la cual tiene mucha semejanza) y con parte de la Formación Yunguilla s.l.. Ya que no parece posible que la Formación Yunguilla se haya depositado tan cerca de los cherts sin que estos contengan granos cuarzosos o feldespáticos detríticos, se debe deducir que pertenecen a unidades paleogeográficas distintas, yuxtapuestas después de su depósito, es decir después de parte del Maastrichtiano.

Formaciones Saquisilí-Gallo Rumi occidentales

En las areniscas de la faja occidental que sobreyacen a los cherts negros deformados, se determinaron (99.G.41 a 99.G.54) los foraminíferos bentónicos : *Ammobaculites* sp., *Bathysiphon* aff. *rufescens*, varios *Bathysiphon* sp. y *Haplophragmoides* sp., así como *Trochamminoides* sp.; el radiolario: *Spongodiscus* sp.?, y los palinomorfos: *Foveodiporites* sp.?, *Monoletes* sp., *Polyadosporites* sp. y *Retimonocolpites* cf. *microreticulatus* (conocido en el Paleoceno de Colombia).

La edad indicada por *B.* aff. *rufescens* y *R.* cf. *microreticulatus* es **paleógeno**, más probablemente Paleoceno.

Formaciones Saraguro y "Silante"

Al Este de Guaranda, coladas volcánicas porfíricas, rocas piroclásticas, tobas y brechas volcánicas andesíticas rojas a verdes están atribuidas a la Formación Saraguro de edad mayormente oligoceno (McCourt et al. 1998).

Al Este de Santiago y Cañi, la serie occidental está asociada a una serie de limolitas rojas a moradas, areniscas verdes o marrones ricas en minerales volcánicos, y escasos conglomerados con cantos volcánicos. En la muestra 02.GU.19 se determinó *Triletes* sp. y *Psilastephanosporites* aff. *brasiliensis* del Coniaciano-Maastrichtiano. Esta última determinación plantea un problema, ya que no corresponde con la posición estratigráfica del depósito. Es probable que *P.* aff. *brasiliensis* sea retrabajado. Esta serie fluvial no datada es posterior al Grupo Angamarca que retrabaja también a los cherts oceánicos. Está interpretada como un depósito tras-arco, coetáneo de, y ligado a la Formación Saraguro. Sería comparable con la Formación Silante de la región de Quito (Hughes et al. 1998).

Conglomerados

Al Noreste de Santiago (E de San Lorenzo, SE de San Simón) y cerca de Limbe, conglomerados gruesos poco consolidados y deformados descansan sobre la Formación Saraguro. Los cantos de hasta 30 cm de diámetro son rodados y provienen de los cherts oceánicos, del Grupo Angamarca y cantos andesíticos provenientes de la Formación Saraguro. Esta serie no datada podría ser miocénica. Indican una fuerte erosión de las rocas cretácicas y paleocénicas.

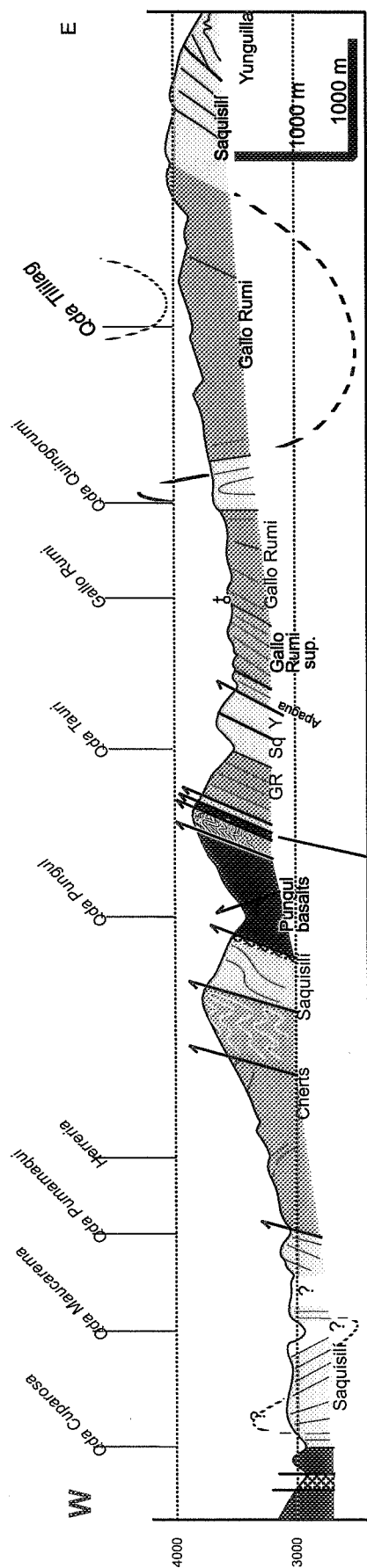


Fig. 10 : Secciones estructurales de la Cordillera Occidental entre Riobamba y Guaranda

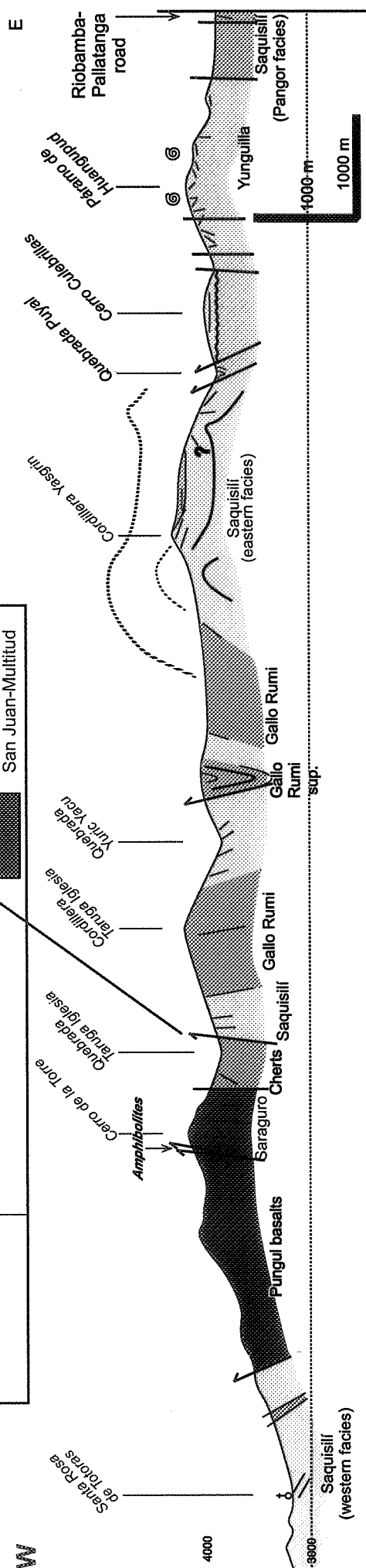
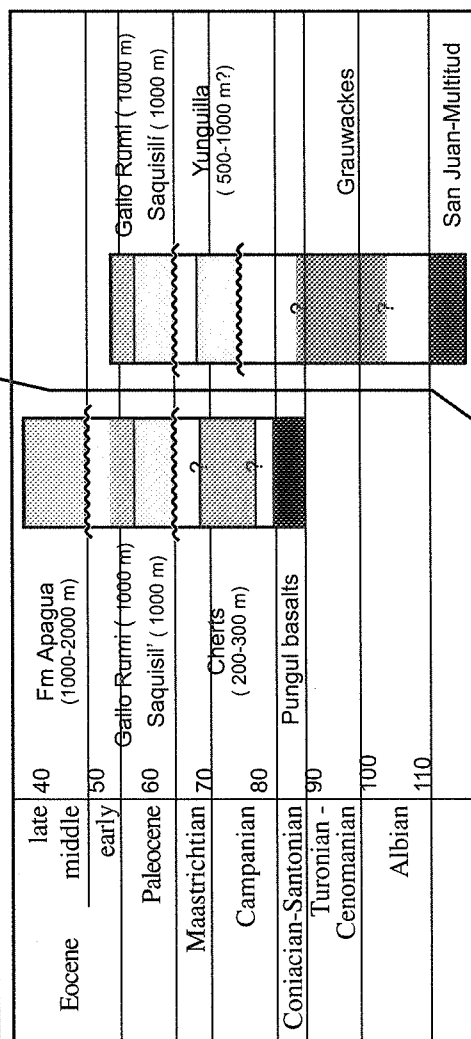
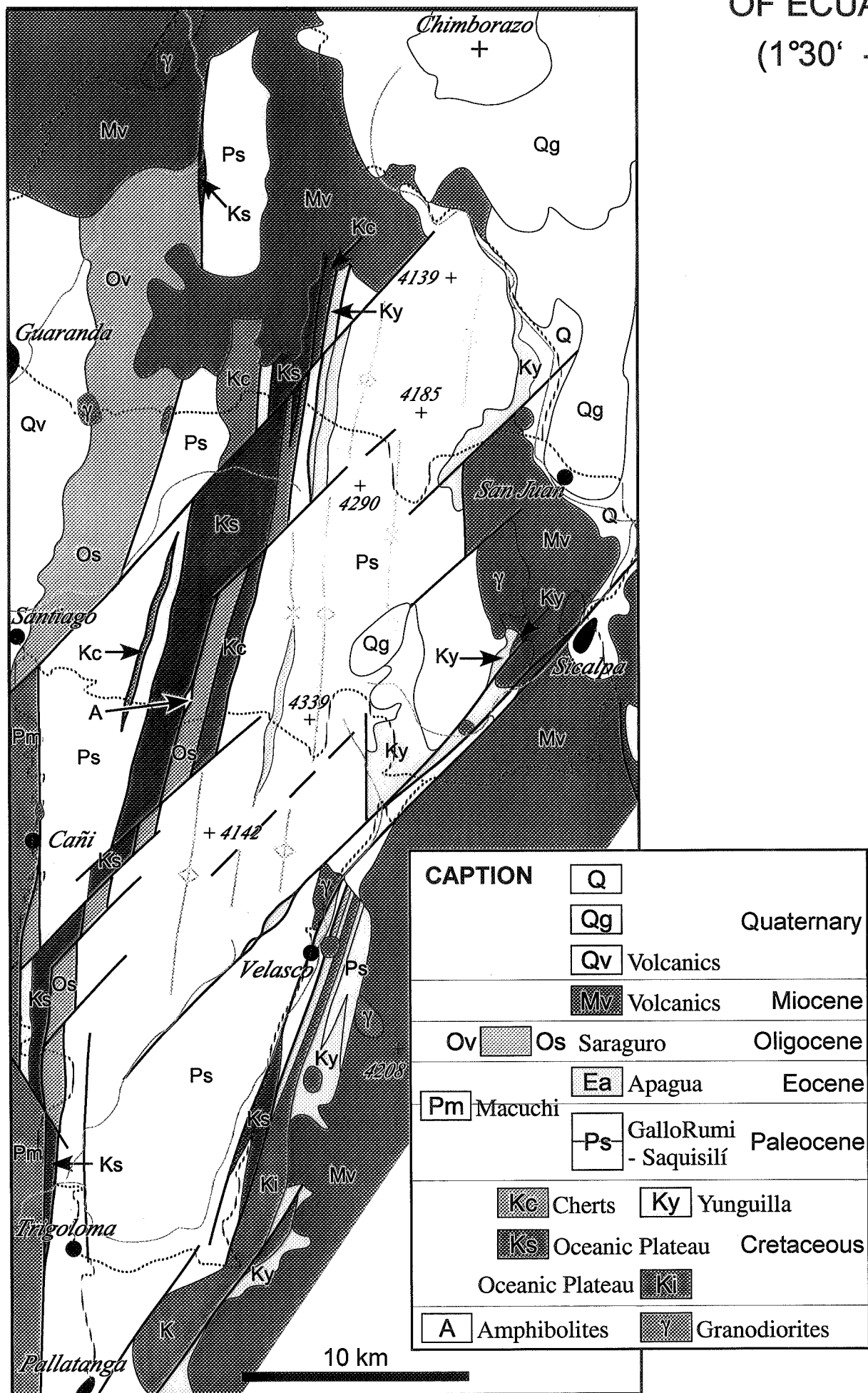


Fig. 11: GEOLOGICAL MAP OF THE WESTERN CORDILLERA
OF ECUADOR
(1°30' - 2° S)



C.3. SERIE DE PALLATANGA

Formación Yunguilla

La Formación Yunguilla de la zona de Pallatanga es siempre muy deformada y puede ser confundida con la Formación Saquisilí (McCourt et al. 1998). Aflora mayormente en la orilla izquierda del río Pangor, donde está asociada con basaltos muy fracturados, deformados y alterados, atribuidos a la unidad San Juan-Multitud (Mamberti 2001, ver también Lebrat et al. 1985).

Formaciones Saquisilí-Gallo Rumi

El alto valle del río Pangor (zona de Huangupud) contiene afloramientos fallados de limolitas negras marinas con cantos y guijaros continentales y volcánicos, asociados con areniscas líticas oscuras de grano grueso y conglomerados cuarzosos continentales gruesos. Estas rocas pueden ser muy deformadas y tomar en aspecto de siltitas endurecidas grises con vetas lenticulares de cuarzo.

Las muestras 99.P.01 a 99.P.12 permitieron determinar los siguientes microfósiles:

* Foraminíferos bentónicos : *Anomalina* sp., *Bathysiphon gerochi* (Paleoceno), *Bulimina* sp., *Cibicides* sp.?, *Clavulinoides* cf. *asper*, *Dorothia* sp., *Haplophragmoides* cf. *eggeri* y un *Li-tuolaceo*.

* Palinomorfos: *Fusiformisporites* sp., así como varios *Callimothallus* sp. (Paleógeno) y *Microthallites* sp.

La presencia de *B. gerochi* indica el **Paleoceno**. Por lo tanto estos depósitos son coetáneos de las Formaciones Saquisilí-Gallo Rumi, pero se depositaron en una cuenca o subcuenca distinta, más proximal. La cuenca correspondiente parece haber sido controlada por el sistema de fallas Pallatanga.

Al Sur de Juan de Velasco, la Formación Saquisilí comprende siltitas negras micáceas y areniscas cuarzosas finas negras más características, y contiene localmente bancos de micro-conglomerados de tipo Gallo Rumi.

Formación "Pangor"?

Localmente (alto valle del río Pangor, carretera a Agua Dulce) aflora una serie de limolitas negras, a veces con cantos dispersados y conglomerados cuarzosos claros. Esta serie poco deformada no está datada, pero es más reciente que el Grupo Angamarca. Podría ser miocénica.

D. Datos estructurales nuevos

1. Dos unidades oceánicas

Estudios geoquímicos permitieron distinguir dos tipos de basamento oceánico:

* Los basaltos que afloran en la zona central (Quebrada Pungul, Cerro de la Torre,... Fig. 10 y 11) tienen las mismas características geoquímicas e isotópicas como las rocas del Plateau caribe, datadas en Colombia y en el Caribe del Turoniano-Santoniano inferior ($\approx 92-85$ Ma, Kerr et al. 1998, Sinton et al. 1998). Definen un terreno oceánico acrecionado, llamado **Terreno Guaranda**. Los mismos basaltos muy magnesianos afloran en el Sur del Valle de Pallatanga y al Oeste de Galán (Mamberti et al. 2003).

* Otros basaltos, con geoquímica similar a la del **Terreno San Juan-Multitud** cretácico inferior (Reynaud et al. 1999, Lapierre et al. 2000), afloran más al Este, en la vertiente oriental del Valle de Pallatanga (orilla izquierda) y a lo largo de la carretera Multitud-Sibambé (Lebrat et al. 1985, Mamberti 2001), donde están localmente asociados con grauvacas gruesas que parecen representar su cobertura oceánica.

La Formación Yunguilla de la faja oriental está muy deformada y presenta ejes de pliegues de rumbo ENE-WSW y NW-SE que no se observan en la serie terciaria (excepto quizás en el Paleoceno), lo que indica que experimentó una fase tectónica anterior a los depósitos paleocenos del Grupo Angamarca. Por otro lado, la Formación Yunguilla está siempre asociada con la unidad oriental, cuyo substrato está formado por el Plateau San Juan, pero no se encontró asociada con la unidad definida por el Plateau Guaranda.

En esta última unidad, cherts negros fueron atribuidos a la Formación Yunguilla (McCourt et al. 1998). Sin embargo, ya que estos sedimentos no incluyen grauvacas, calciturbiditas ni calizas, y

que son comparables a los de la zona Angamarca-Saquisilí (ver más arriba), les interpretamos como la cobertura oceánica cretácica del Plateau oceánico Guaranda. Además, son coetáneos de la Formación Yunguilla, mientras no pueden haber sido depositados en la misma cuenca, lo que implica un acercamiento tectónico importante posterior a su depositación. Están asociados con series detríticas discordantes, atribuibles a la Formación Saquisilí del Paleoceno.

Por lo tanto, se puede concluir que la Formación Yunguilla no se depositó sobre la unidad Guaranda (Fig. 9, 10 y 11).

Estas observaciones nos llevaron a proponer la existencia de dos unidades oceánicas distintas (Fig. 9 y 10) :

* La **unidad San Juan** (Cretáceo inferior) fue acrecionada antes del depósito de la Formación Yunguilla, es decir antes del Campaniano superior o del Maastrichtiano inferior, y su acreción fue sellada por el depósito discordante de esta última formación.

Notemos que la edad precisa de la acreción es todavía incierta. Si la Formación Yunguilla del área incluye el Campaniano superior, la acreción podría haber ocurrido en el Santoniano superior-Campaniano medio, y correlacionar con la discordancia de base de la Arenisca M-1 del Oriente. Si la base de la Formación Yunguilla del área es de edad Maastrichtiano inferior, la acreción podría haber ocurrido en el Campaniano superior y correlacionar con la discordancia de base de la arenisca Basal Tena del Oriente (Jaillard 1997) y con los conglomerados gruesos (Fms Casanga, Tablones y Monte Grande) que separan las formaciones campanianas Angolo y Zapotillo de las formaciones maastrichtianas Cazaderos y Pazul de la Cuenca Alamor-Lancones (Jaillard et al. 1999).

* La **unidad Guaranda** (Plateau Guaranda y su cobertura oceánica), atribuida al Cretácico superior, fue acrecionada luego del depósito de los cherts pelágicos y de la Formación Yunguilla y antes del depósito de la Formación Saquisilí, es decir en el Maastrichtiano medio a superior. Correspondería al hiato sedimentario regional observado entre el Maastrichtiano y el Paleoceno, a la discordancia observada entre las Formaciones Tena inferior y Tena superior del Oriente (Jaillard et al. 1997), y al pulso de levantamiento de la Cordillera Oriental evidenciado por las trazas de fisión entre 70 y 65 Ma (Spikings et al. 2001).

Esta interpretación explicaría que la Formación Yunguilla (1) es mucho más deformada que la Formación Saquisilí ya que experimento la acreción de la unidad Guaranda, y (2) nunca se encuentra sobre la unidad Guaranda, ya que esta última no estuvo acrecionada cuando la Formación Yunguilla fue depositada en discordancia sobre la unidad San Juan.

Un resumen de estos datos e interpretaciones ha sido publicado en el EMPSLA 2002 (Toulouse), y el resumen extendido correspondiente está presentado en Anexo. Una publicación más completa está en prensa en el *J. South Am. Earth Sci.* (Jaillard et al. en prensa).

2. Estructuras

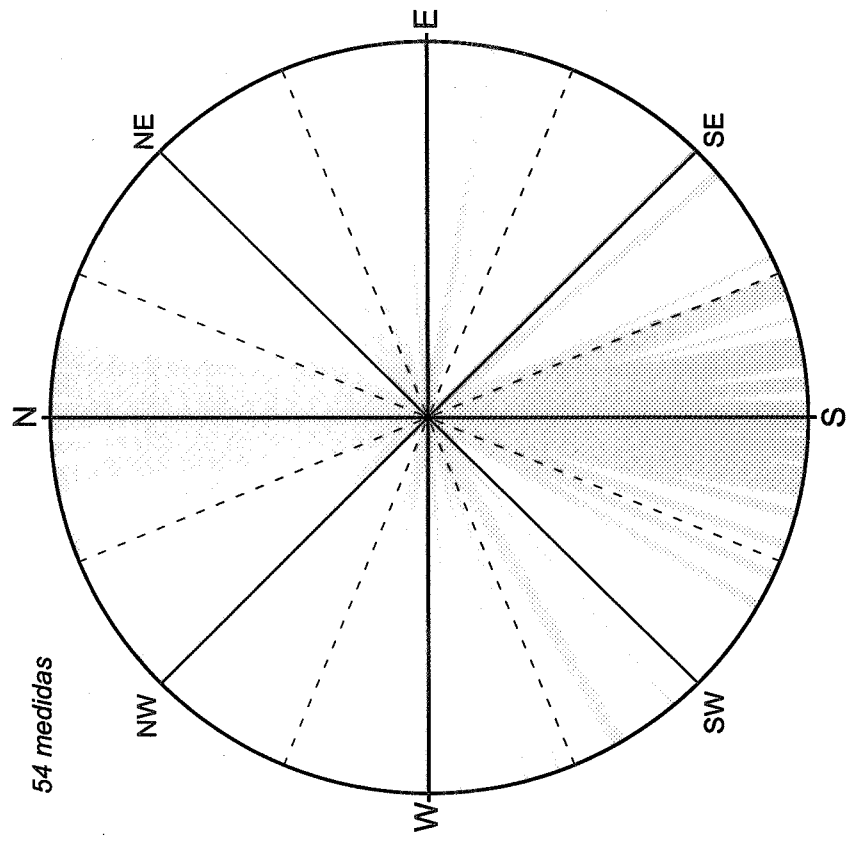
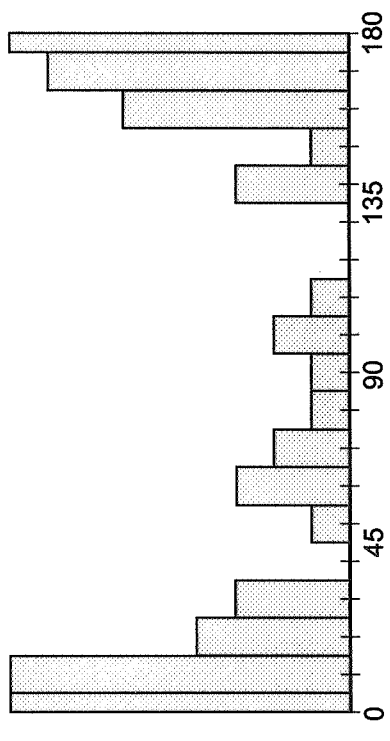
Las observaciones de campo y el mapeo han sido completados por el estudio de las fotografías aéreas, amablemente puestas a disposición por el departamento de fotografías aéreas del Instituto Geográfico Militar. Estos estudios permitieron evidenciar lo siguiente :

Pliegues maastrichtianos y eocénicos

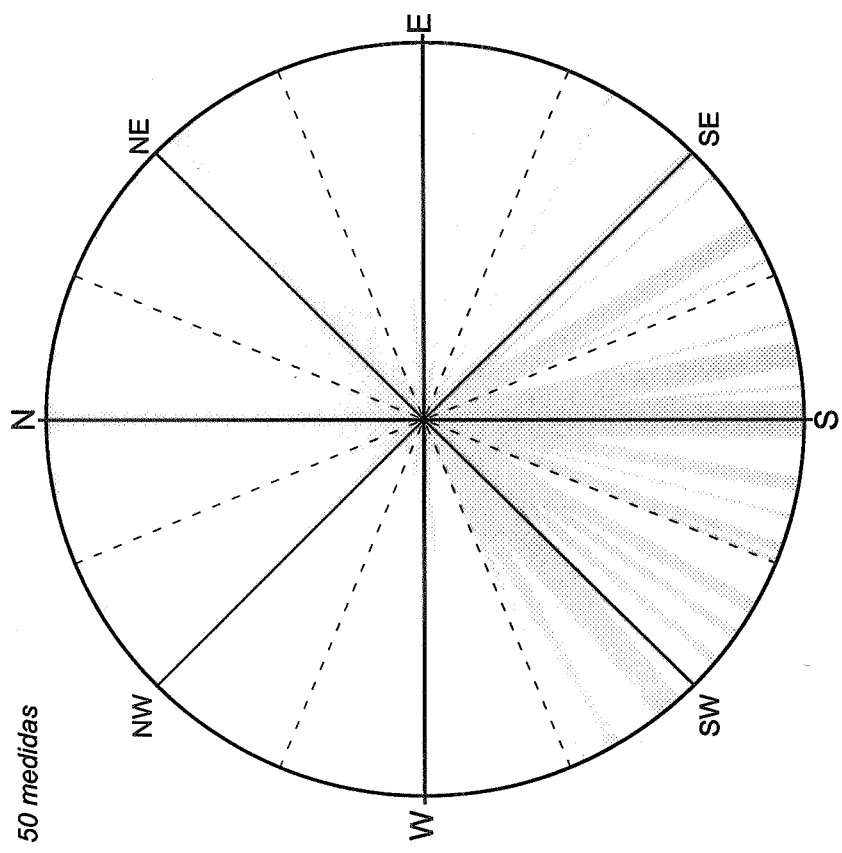
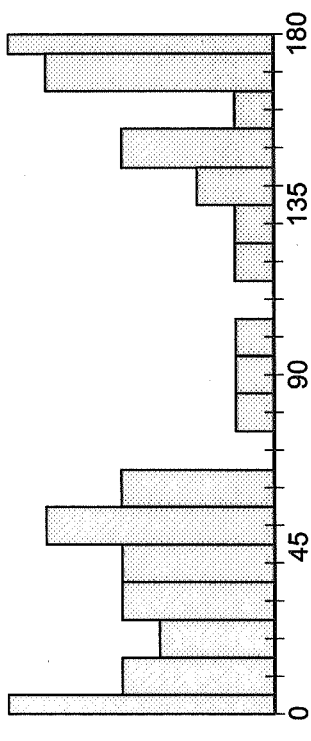
La Formación Yunguilla y la serie de cherts negros oceánicos están muy deformadas por pliegues apretados hasta isoclinales, localmente asociados con esquistosidad. En la Formación Yunguilla, los ejes de pliegue son comunmente de dirección NE-SW (N 50E) y SE-NW (N 140E), es decir muy oblicuos con respecto a las estructuras regionales de dirección N-S a NNE-SSW, que deforman también la formación (Fig. 12).

Las Formaciones Saquisilí-Gallo Rumi presentan generalmente pliegues de dirección N-S (NNW-SSE a NNE-SSW, Fig. 12). Sin embargo, dichas unidades están localmente afectadas por pliegues de dirección NE o SW (N 50°E). Ya que la Formación Saraguro oligocénica es discordante sobre el Grupo Angamarca deformado, se supone que estos pliegues son de edad Eoceno superior.

Por lo tanto la Formación Yunguilla y la serie oriental de cherts negros experimentaron una fase de pliegue anterior al depósito de los sedimentos paleocenos occidentales, es decir en el Maastrichtiano tardío.



Azimuthes de las capas de la Formación Saquisilí/Gallo Rumi en las zonas de San Juan y Huangupud.



Azimuthes de las capas de la Formación Yunguilla en las zonas de San Juan y Huangupud.

Una megaflor miocénica

Al Este, la serie cretácica-paleógena oriental está en contacto con el relleno neógeno-cuaternario del Valle interandino, mientras que al Oeste, la serie cretácica-paleógena occidental está en contacto con el relleno neógeno-cuaternario del Valle de Guaranda. Además, las rocas más antiguas y profundas se encuentran en el centro de la estructura (basaltos oceánicos, anfibolitas y aún probables granulitas) y las fallas inversas orientales buzan generalmente al Oeste, mientras que las fallas inversas occidentales buzan generalmente hacia el Este, haciendo cabalgar la Cordillera sobre los valles vecinos (Fig. 10).

Este tipo de estructura con geometría "en abánico" es típico de una estructura en flor, que caracterizan las zonas de transpresión. Se supone que el movimiento de rumbo fue dextral (Hughes y Pilatasig 2002). En efecto, las facies gruesas de la Formación Saquisilí de la zona de San Juan no se encuentran en la zona de Guaranda, sino al Oeste del volcán Chimborazo, lo que indica un juego dextral de esta estructura de alrededor de 10 km.

La estructura en flor y sus fallas mayores, de rumbo NNE, involucran a la Formación "Silante" (Oligoceno probable). En consecuencia, el juego de la estructura en flor es más reciente que parte del Oligoceno, y más probablemente mioceno. La estructuración de esta parte de la Cordillera Occidental en una "megaflor" a provocado el levantamiento del área y la expulsión de las rocas profundas magmáticas y metamórficas, y su formación probablemente dió lugar al depósito de los conglomerados gruesos occidentales (miocénicos ?) con cantos de cherts, basaltos y andesitas.

Un estudio detallado de cinco de estas rocas metamórficas de origen magmático básico (Beaudon 2003) permite clasificarlas como : doleritas no o poco metamorfizadas, anfibolitas y granulitas (Cpx+Opx+Plag±Qz). Todas las rocas tienen una química de roca oceánica, mientras que los elementos trazas y las relaciones isotópicas son de rocas de Plateau oceánico. Se parecen mucho a las rocas del Plateau Piñón ubicadas al Este de Guayaquil (Pourtier 2001). El análisis de los minerales metamórficos permite determinar una temperatura de cristalización de 750-800° para la anfibolita, mientras que la granulita cristalizó a una temperatura superior a 800° y bajo una presión de 5 a 7 kb, o sea 15 a 20 km de profundidad (Beaudon 2003). La presencia de tales rocas, cuya edad todavía queda desconocida, indica por un lado un gradiente geotermal muy alto, probablemente ligado a la actividad del arco volcánico continental eocénico-reciente, y por otro lado que las partes profundas de la cadena están constituidas por un material oceánico. Esta última observación soporta la interpretación según la cual los Andes del Ecuador están soportados por una raíz cortical de naturaleza oceánica formada por los terrenos oceánicos acrecionados.

Notemos que la falla dentro de la cual fueron muestreadas estas rocas parece correlacionarse con la Falla Pujilí (Hughes y Pilatasig 2002), que contiene el mismo tipo de escamas de rocas profundas y variadas.

Una zona de cisalla dextral mio-pliocénica

Esta zona de la Cordillera Occidental está limitada al Oeste y Noreste por fallas de rumbo Norte-Sur, y al Sureste por fallas de dirección NNE-SSW (Valle de Pallatanga, Fig. 11). El límite oriental, así como la zona central donde afloran los basaltos, están cortados por fallas de importancia regional, con rumbo NE-SW, que cortan y escalonan de manera dextral las fallas regionales transcurrentes de dirección N-S o NNE-SSW. Las fallas mayores juntan Santiago al volcán Chimborazo y Limbe a Sicalpa. Entre estas fallas, existe una zona donde la deformación es más difusa, y donde fallas menores escalonan los ejes de pliegue que afectan a la serie paleógena (Fig. 11).

Las fallas submeridianas son ligadas a la megaflor de edad miocénica. Las fallas NE-SW afectan y escalonan a las unidades volcánicas del Mioceno superior (Fm Cizarán, 7 Ma, McCourt et al. 1998) pero no afectan al volcán Chimborazo reciente. Por lo tanto, son de edad miocénico superior-pliocénico.

Las fallas NE-SW acomodan la compresión oblicua actual (de dirección E-W a ENE-WSW) ejercida por la convergencia, y el gradiente de acortamiento más importante hacia el Norte, evidenciado por medidas de GPS (Frey Müller et al. 1993, Kellogg et al. 1995, Trenkamp et al. 2002).

Pequeñas intrusiones granodioríticas se emplazaron a lo largo de las fallas submeridianas y NE-SW (río Pangor, Sicalpa, Fig. 11).

Romboedros deformados por su cuenta propia

El sistema regional de fallas NE-SW y N-S a NNE-SSW resulta en la individualización de romboedros independientes, sometidos a una compresión orientada principalmente Este-Oeste, las

fallas NE-SW jugando el papel de rampas laterales. Cada romboedro acomoda la compresión de una manera independiente de la de sus vecinos. Por ejemplo, en la parte Norte del sector oriental, se observan de Este a Oeste, un sinclinal, un anticlinal y un cabalgamiento de rocas antiguas sobre la Formación Apagua, mientras que al Sur de las fallas NE-SW, el cabalgamiento occidental se transforma en un synclinal pinchado que contiene las facies finas del Miembro Gallo Rumi superior (Fig. 11).

De la misma manera, aún que no se pudo demostrarlo definitivamente, parece que más al Sur, ciertos sinclinales evolucionaron hacia cabalgamientos. Por ejemplo, al Oeste de Sicalpa, se observa la Formación Yunguilla en contacto con, y por encima de, la Formación Saquisilí de la zona de Huacona. Este contacto podría ser un cabalgamiento hacia el Este. Así mismo, en el Sur del área estudiado (Sur del sistema de fallas Sicalpa-Huayrapungu, Fig. 11), todas las capas parecen tener un buzamiento hacia el Este, sin que se observen anticlinales o sinclinales. Sin embargo, el gran espesor de la serie hace sospechar la existencia de por lo menos un cabalgamiento hacia el Oeste, que haría duplicar la serie.

Fallas Norte-Sur recientes

Las fallas N-S de la faja occidental que separan la unidad Guaranda del arco Macuchi no son cortadas por las fallas NE-SW, lo que indica que son más recientes que las últimas y probablemente todavía activas.

E. Petrografía

El estudio detallado de numerosas láminas delgadas colectadas en las zonas de Saquisilí-Angamarca y Chimborazo-Pallatanga llevó J. Toro a los siguientes resultados (Toro y Jaillard 2002, en prensa, Fig. 13) :

- Las turbiditas de la Formación Yunguilla (Campaniano superior-Maastrichtiano inferior) son grauvacas feldespáticas de grano fino, con una mayoría de fragmentos sedimentarios, que indican una fuente mixta, predominantemente volcánica, pero también metamórfica más distal, y con una cantidad significativa de sedimentos silíceos finos (tipo cherts).

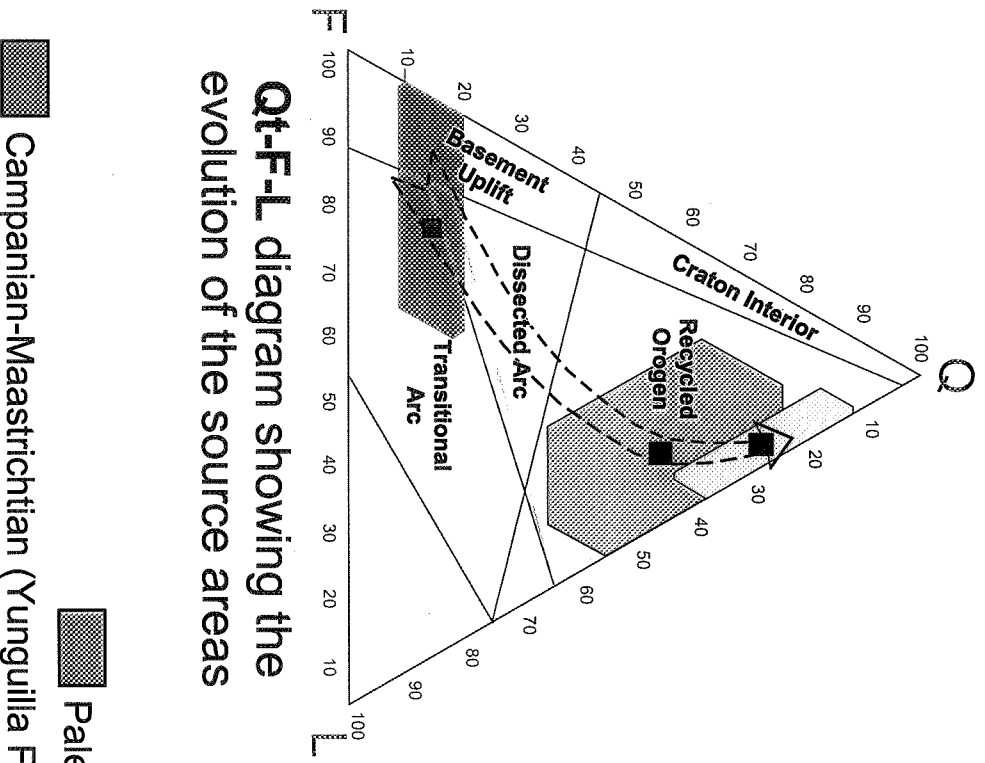
- Las areniscas micáceas de la Formación Saquisilí-Gallo Rumi (Paleoceno) son areniscas, areniscas feldespáticas y grauvacas líticas de grano mediano, cuya mineralogía indica la erosión de un basamento metamórfico con su cobertura sedimentaria. La abundancia de micas blancas sugiere la presencia de plutones en la zona fuente.

- Las areniscas de la Formación Apagua (Eoceno medio) son mayormente areniscas cuarzo-líticas, que indican principalmente la erosión de un basamento cristalino metamórfico y plutónico, con aportes menores de volcánicos y de cherts. La madurez del sedimento, la proporción constante de los aportes y la buena selección sugieren también que recicla a la secuencia paleocénica sometida a la erosión después del levantamiento del Paleoceno superior.

Por lo tanto, desde el Cretácico superior, el registro sedimentario indica una evolución nítida de la zonas fuentes, en las cuales disminuyen nítidamente los aportes volcánicos, e incrementan los componentes metamórficos y plutónicos. Esto demuestra la erosión cada vez más importante de la Cordillera Oriental a medida que se acrecionan los terrenos oceánicos, también expresada por el aumento de tamaño de grano (Fig. 13).

En el Anexo, se presenta el resumen extendido escrito por J. Toro y E. Jaillard para el 5th International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG de Toulouse (Toro y Jaillard 2002).

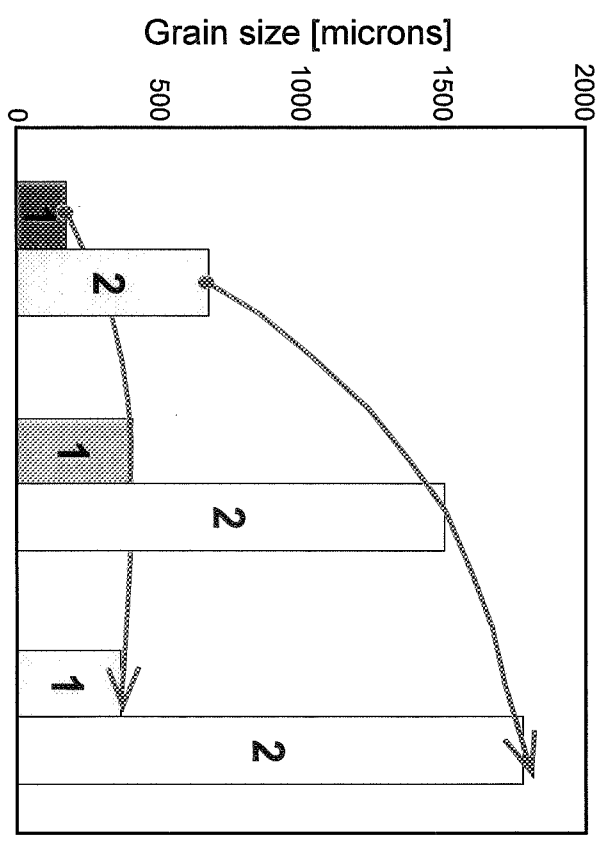
Estas observaciones soportan la hipótesis de trabajo presentada en Introducción (Fig. 2), según la cual el material oceánico acrecionado debajo de la corteza continental, al participar a la formación de la raíz cortical, contribuye al levantamiento de los Andes. Notemos además, que en la zona Volcán Chimborazo-Pallatanga, el cambio mayor en los aportes clásticos se ubica entre las formaciones Yunguilla y Saquisilí, lo que refuerza la interpretación de un evento tectónico mayor en el Maastrichtiano superior, es decir la acreción del terreno oceánico Guaranda.



Campanian-Maastrichtian (Yunguilla Fm)

Paleocene (Saquisilí-Gallo Rumi Fms)

Middle Eocene (Apagua Fm)



Grain size variation (1: phi medium, 2: phi max)

Stratigraphic units

Fig. 13 : Petrografía de los depó sitios clásicos del Cretácico terminal - Paleogeno de la Cordillera Occidental (0-2° S) (J. Toro, tesis en curso).

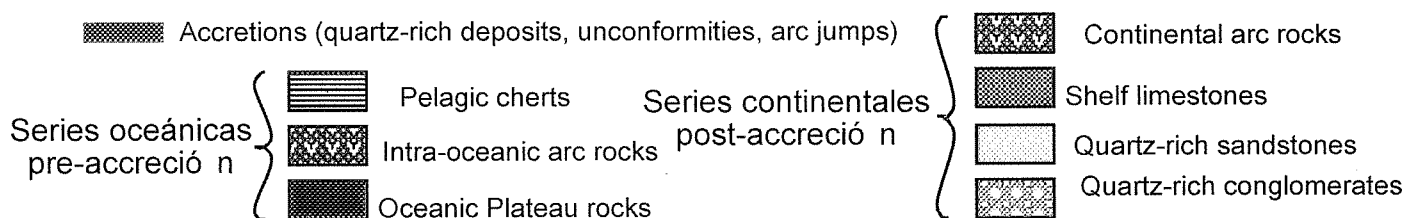
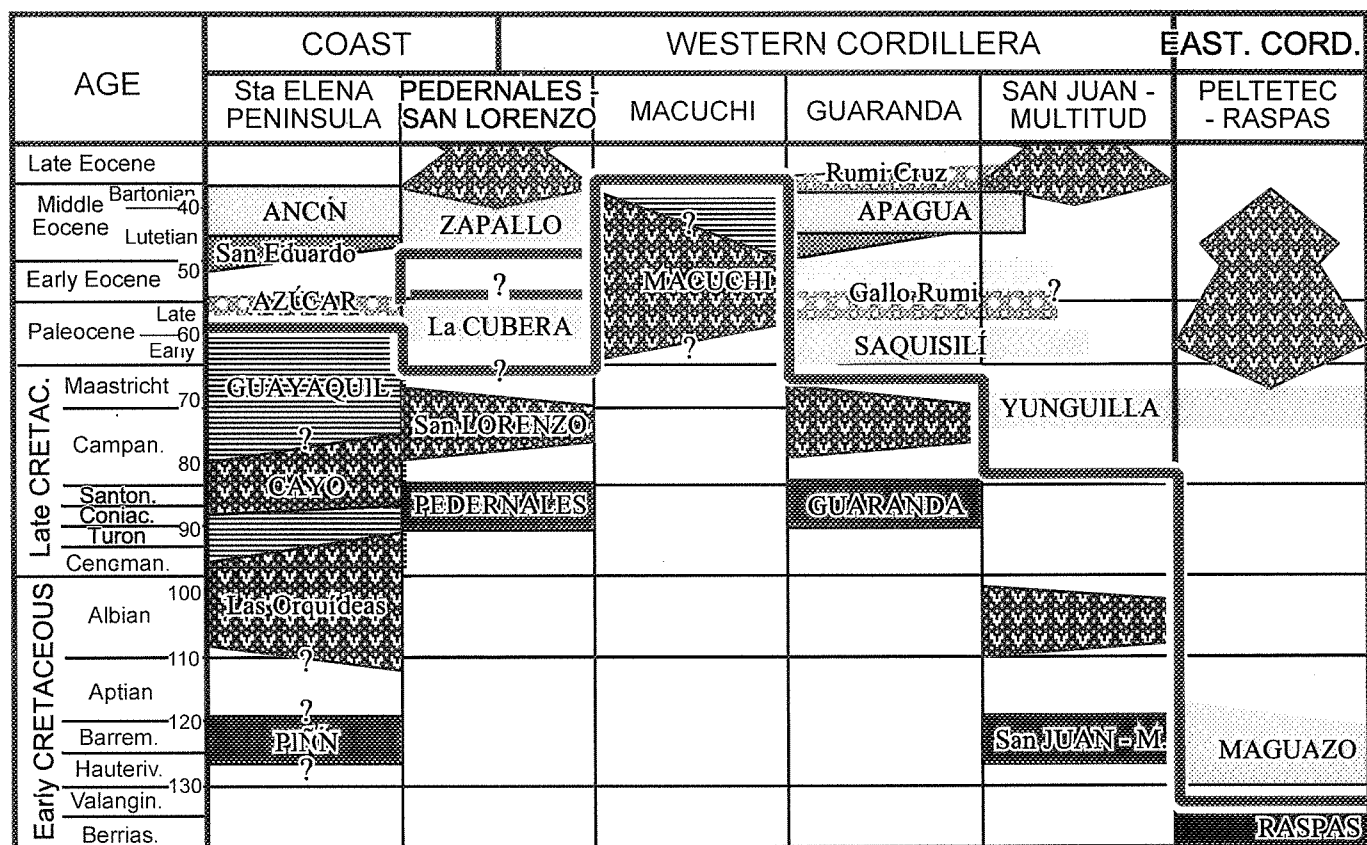


Fig. 20 : Estratigrafía de algunas unidades de la Cordillera Occidental y de la Costa del Ecuador con la edad de las acreciones sucesivas de terrenos oceánicos, y la repartición de las series con cuarzo discordantes sobre los terrenos acrecionados.

3. ZONA AZOGUES-CUENCA-CUMBE

A. Presentación

En la zona de Cuenca, la "Formación Yunguilla" forma el substrato de la cuenca miocénica. Los terrenos atribuidos a esta formación afloran al Este de la cuenca, a lo largo de una faja orientada NNE-SSW (Bristow 1980). Nuestro estudio enfoca la Formación Yunguilla y las rocas pre-miocénicas que forman el substrato de la cuenca de Cuenca.

La región de Cuenca es el sitio más septentrional en el cual depósitos claramente datados del Cretácico terminal descansan sobre el margen continental (Dunkley y Gaibor 1998, Pratt et al. 1998). Más al Norte, a pesar de que podría existir también en la Cordillera Oriental, la "Formación Yunguilla", muy deformada y desmembrada, está asociada con el terreno oceánico oriental (terreno San Juan-Multitud). Por lo tanto, es un sitio que permite correlacionar la sedimentación y los eventos del Cretácico terminal registrados en el Norte del Perú y Suroeste del Ecuador (Jaillard et al. 1996, 1998, 1999), y los experimentados en el Centro o Norte del Ecuador.

En la zona de Cuenca, Faucher et al. (1971) y Bristow (1973, Bristow y Hoffstetter 1977) distinguieron tres litologías.

- * Lutitas blandas no silicificadas, con lentes de calizas y bancos de arenisca y arcosa, contienen una microfauna del Maastrichtiano. Faucher et al. (1971) las consideran como el "miembro superior" de la Formación Yunguilla (sección 54), a pesar de que subyacen a la "litología inferior" al Este de Azogues (sección 50).

- * Cherts y grauvacas generalmente silicificados, y escasas calizas detríticas contienen escasos foraminíferos del Maastrichtiano. Son considerados como "miembro inferior" de la Formación Yunguilla (Faucher et al. 1971).

- * En la zona de Cumbe, lutitas marinas con lentes de calizas, correlacionadas con la "litología inferior" de Faucher et al. (1971), pasan gradualmente a capas rojas continentales (Bristow 1973), que fueron correlacionadas por Pratt et al. (1998) con las capas rojas continentales volcano-detríticas de la Formación Quingeo, datada del Eoceno medio por Steinmann (1997).

B. Trabajos anteriores

- * El "grupo inferior" de la Formación Yunguilla contiene escasos foraminíferos mastrichtianos (buliminidae, aglutinados, *Robulus* sp. y una *Globigerinella* sp.), fragmentos de planas, lamelibranchios, un inoceramus y un amonite indeterminables (Faucher et al. 1971). Bristow (in Bristow y Hoffstetter 1977) menciona los amonites *Solenoceras* sp. y *Sphenodiscus peruvianus* del Maastrichtiano inferior (det. Howarth) sin precisar su procedencia exacta.

- * En el "grupo superior", se determinó los foraminíferos planctónicos: *Globigerinella* sp., *Globotruncana* gr. *gansseri*, *Marssonella oxycona*, *Plummerita hantkenoides*, *Rugoglobigerina* sp., *R. macrocephala*, *R. cf. reicheli*, *R. gr. rugosa*, *Sulcoperculina* sp.; los bentónicos *Rzehakina epigona* var. *lata*, *Siphogenerinoides* sp., *S. cf. bramlettei*, *S. cretacea*, *S. reticulata*, *S. revoluta* y *Tritinella scotti*; radiolarios, ostrácodos (*Morrowina* sp., *Cytherella* sp., *Mechesella* sp.?), y palinómorfos como *Gongolax* sp., que indicarían en conjunto el Maastrichtiano (Faucher et al. 1971).

- * En lutitas violáceas duras de la zona de Cumbe, Bristow y Hoffstetter (1977) encontraron moluscos: *Cardium* sp., *Cerithiopsis* sp., *Cimoliocentrum* sp., *Donax* sp., cf. *Exechocirsus* sp., *Mitricaulis incarum*, *Nerita* sp., *Nodifaunus* n. sp., cf. *Orthochetus* sp., *Previcarya peruviana*, *Pyrasus* sp., *Rhinitamides* sp., *Tortucerithium* sp., *Vicarya (Morgania)* sp., así como un *Inoceramus* sp. y un amonite indeterminable (det. Cleavelly y Morris, in Bristow y Hoffstetter 1977). Dicha fauna indicaría el Maastrichtiano tardío o el Paleoceno inferior (Bristow y Hoffstetter 1977).

- * Las rocas volcánicas que afloran al Este de la cuenca de Cuenca fueron mapeadas como Formación Tarqui (Plioceno) por Bristow (1980), luego atribuidas a la Formación Saraguro del Oligoceno superior por Noblet et al. (1988), y finalmente definidas como Formación Chinchín y datadas por Trazas de Fisión en circones del Eoceno medio (≈ 43 Ma) por Steinmann (1997).

- * Las Capas Rojas fluviales y volcano-clásticas de la zona de Quingeo, anteriormente atribuidas a la Formación Biblian del Mioceno inferior (Bristow 1980), fueron definidas como la Formación Quingeo que sobreyace a la Formación Chinchín. Fueron datadas por Trazas de Fisión

entre 42 y 35 Ma (Steinmann 1997). Mientras que su base está datada entre 43 y 42 Ma (Eoceno medio, Luteciano superior), la Formación Quingeo alcanzaría el límite Eoceno-Oligoceno, ya que su tope fue datado a 34 Ma (Steinmann 1997, Hungerbühler et al. 2002).

El estudio de la zona empezó por salidas de campo de reconocimiento y muestreo en enero de 2002, continuó con el trabajo de campo de Guillaume Gastineau quien estudió la deformación de la "Formación Yunguilla" en junio de 2002, y se cumplió por ahora con el estudio estratigráfico y cartográfico de la zona por E. Jaillard en febrero de 2003. Estos estudios permitieron establecer la estratigrafía de la "Formación Yunguilla", cartografiar la zona, y estudiar la deformación de los depósitos del Cretácico superior.

C. Datos estratigráficos nuevos

La serie mapeada hasta ahora como "Formación Yunguilla" en la zona de Cuenca incluye cuatro formaciones distintas, datadas del Campaniano medio-superior al Paleoceno inferior, o sea entre ≈ 80 y 60 Ma. Por lo tanto, proponemos reunir las formaciones cretácicas en el "Grupo Yunguilla", y distinguir la secuencia paleocénica como formación independiente. Circones detríticos de la « Formación Yunguilla » fueron datados por Steinmann (1997), y dieron edades de 150 a 80 Ma, indicando una edad más joven que 80 Ma para las muestras estudiadas.

C.1. FORMACIÓN JADÁN (Campaniano medio a superior)

La Formación Jadán aflora a lo largo de la carretera a Jadán, al Sureste de Santa Ana, al Este de El Descanso, alrededor de Cumbe y probablemente en Santa Bárbara (Este de Azogues). Esta litología corresponde al "miembro superior" de Faucher et al. (1971). Los mejores afloramientos de la parte inferior del Grupo Yunguilla se encuentran a lo largo de la carretera El Descanso-Jadán, entre la quebrada Huangarcucho y el río Jadán. Por lo tanto, a pesar de que el pueblo de Jadán está ubicado en la Formación Quingeo, proponemos nombrar Formación Jadán a la unidad inferior del Grupo Yunguilla.

La base de la Formación Jadán no es visible. Bristow (1980) consideraba que la « Formación Yunguilla » descansaba sobre la Formación Macuchi. Sin embargo, rocas magmáticas de la Cordillera Occidental atribuidas a la Formación Macuchi por Bristow (1980) dieron edades oligocénicas (Steinmann 1997) y pertenecen en realidad a la Formación Saraguro. Steinmann (1997) considera que la « Formación Yunguilla » descansa sobre el volcánico Ingapirca más al Norte, o sobre la serie de Alao-Paute más al Este, ambos atribuidos al Jurásico (Litherland et al. 1995). El hecho de que rocas metamórficas paleozóicas afloran en la Cordillera Occidental al Oeste de Cuenca (Litherland et al. 1993, Pratt et al. 1998) indica que el grupo Yunguilla descansa sobre el margen continental ecuatoriano.

La parte inferior de la formación es muy deformada (véase más abajo), lo que sugiere que actuó como nivel de despegue durante las fases tectónicas precoces.

* La parte inferior de la Formación Jadán comprende mayormente arcillas y limolitas marrones a negras, blandas, con bancos delgados de calizas micríticas oscuras, a veces nodulosas o arenosas, y bancos de arenas claras, arcósicas y líticas, a veces psamíticas, de grano fino a grueso, generalmente con cemento calcáreo. Localmente se observan calizas bioclásticas, de origen poco entendida (tempestitas ?, calciturbiditas ?). La presencia frecuente de *Pinna* sp. indica un medio de depósito no muy profundo (≤ 100 m), y los fragmentos de planta localmente abundantes indican que el continente no era lejos. La unidad está organizada en secuencias grano- y estrato-crecientes de 100 a 200 metros de potencia, con aumento de la fracción arenosa y disminución de las calizas, que culminan con areniscas líticas a veces gruesas o aún conglomeráticas, que presentan numerosas discordancias progresivas sinsedimentarias. Estas secuencias reflejan la progradación de un sistema de plataforma clástica externa, en un contexto tectónico activo. Las figuras sedimentarias observadas en bancos arenosos finos (laminaciones oblicuas poco paradas, secuencias estrato-crecientes, ausencia de base erosiva) soportan esta interpretación. Sin embargo, bancos arenosos más gruesos presentan características de resedimentación, de tipo flujos de masa (*debris flows*).

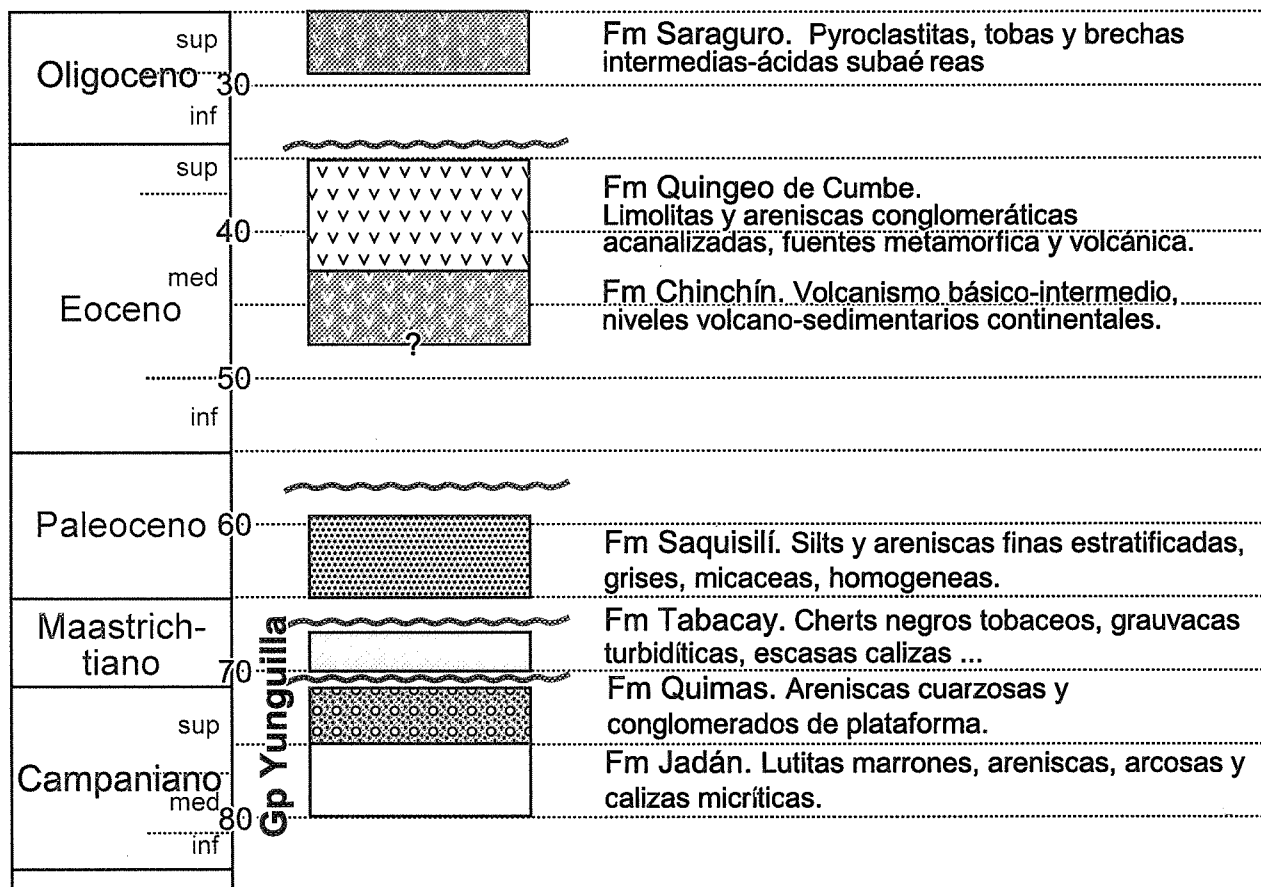
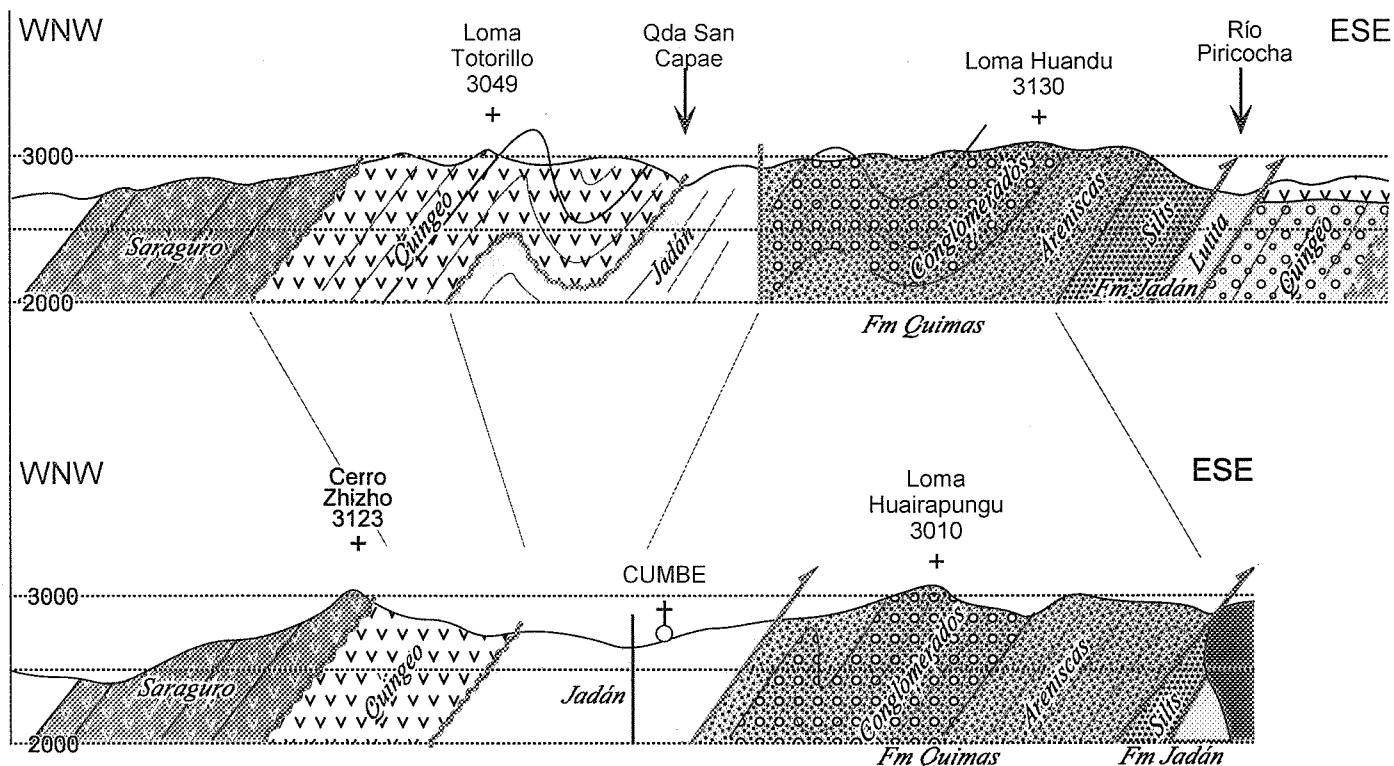
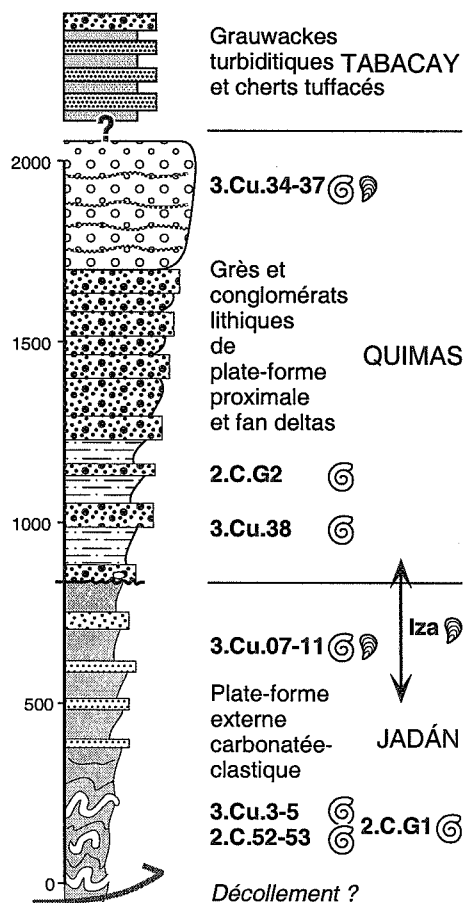


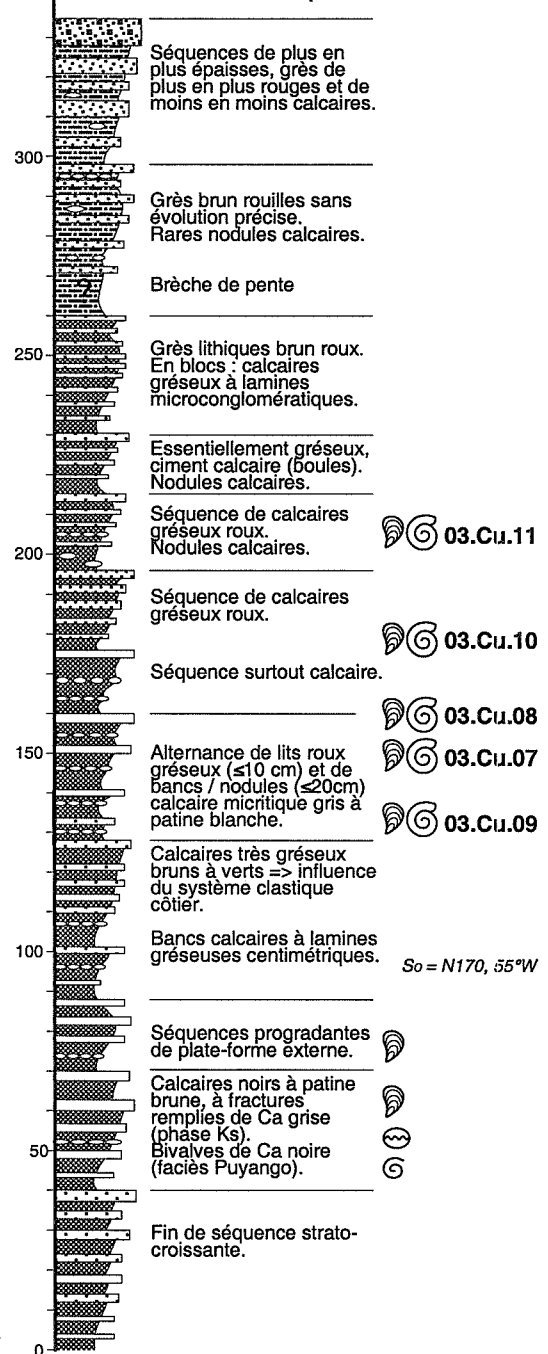
Fig. 14 : Perfiles estructurales esquemáticos de la zona de Cumbe (arriba), y esbozo estratigráfico del substrato de la cuenca de Cuenca (abajo).

Fig. 15: Estratigrafía del Gpo Yunguilla de Cuenca

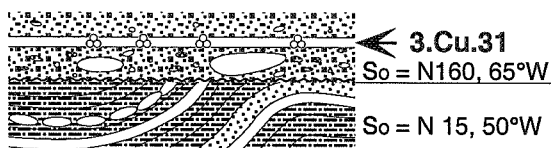
Columna sintética del "Grupo Yunguilla" de la zona de Cuenca



Sección de la Fm Jadán superior en la Loma Tunasloma (carretera a Jadán)



Discordancia Jadán-Quimas en la Loma Tunasloma (dibujo de afloramiento)



AGES	LANCONES W	LANCONES E	CUENCA	
PALEOCENE			Saquisilí	
sup. 65				ACCRETION Guaranda terrane
MAASTRICHT inf. 70				Coarse volc. (gw): Erosion S. Juan? Fine volc. (cherts): Arc activity
CAMPANIAN sup. 75	Mt. Grande	San Juan	Quimas	ACCRETION San Juan terrane
moy. 80	Zapotillo	Naranjo	Jadán	Major transgression Tectonics: Pull apart basin
inf. 85				Transgression
SANTON. 85				Peruvian phase (~ 84 Ma?)

Interpretación tectónica de la sedimentación cretácica-paleocena de la zona de Cuenca, y correlación con la serie de Amor-Lancones

* La parte mediana, más gruesa, de la formación incluye, además de las litologías de la parte inferior,

- intercalaciones masivas de siltitas negras, con intercalaciones delgadas de calciturbiditas (tempestitas ?), que afloran por ejemplo en la cantera ubicada en la Quebrada Huangarcucho (carretera a Jadán),

- bancos arenosos, organizados en secuencias estrato-crecientes pluri-decamétricas, que presentan discordancias progresivas sin-sedimentarias,

- bancos de caliza con laminaciones arenosas finas, ...

* La parte superior de la Formación Jadán, mayormente lutacea y calcárea, con ostras, gasterópodos, bivalvos, inoceramus y amonites, representa un nuevo pulso transgresivo. Esta parte está organizada en secuencias estrato-crecientes de progradación de plataforma carbonatada externa no muy profunda, caracterizada por el aumento de las calizas y una somerización hacia arriba de las secuencias. En la parte superior de esta secuencia, las calizas se enriquecen en arena, y pasan rápidamente hacia arriba a areniscas y conglomerados cada vez más gruesos.

El espesor total de la formación parece ser de 500 a 800 metros.

* Ammonites encontrados a lo largo de la carretera a Jadán en la parte inferior de la Formación Jadán fueron determinados por P. Bengtson (Heidelberg) como un *Diplomoceras* sp. del Campaniano superior-Maastrichtiano (02.C.52), y tres especímenes de *Glyptoxoceras* sp. del Santoniano-Maastrichtiano o *Neoglyptoxoceras* sp. del Campaniano inferior a medio (02.C.53, 02.C.G1 y 03.Cu.05)

* En la parte inferior de la parte mediana, por debajo de las siltitas negras masivas, colectamos un *Nostoceras* (*Nostoceras*?) sp. (03.Cu.03) del Campaniano superior.

* En la parte superior de la formación, en la Loma Tunasloma, otros amonites fueron determinados como *Lybicoceras* sp. del Campaniano superior y Maastrichtiano inferior o medio (03.Cu.07), *Nostoceras* (*Nostoceras*?) sp. del Campaniano superior (03.Cu.07, similar a 03.Cu.03), *Glyptoxoceras* sp. o *Neoglyptoxoceras* sp. (03.Cu.08, 09, 10) y *Menuites* sp. del Santoniano-Maastrichtiano (03.Cu.11). Esta asociación de amonites indica el Campaniano superior. En la quebrada Huangarcucho, D. Iza colectó un inoceramus bien preservado que parece provenir de la parte superior de la formación. Fue determinado por A. Dhondt (Bruselas) como *Cataceramus* cf. *pseudoregularis* (Sornay, 1962). En Tercis (sección de referencia del Campaniano, Francia), *C.* cf. *pseudoregularis* ocurre en la parte tardía del Campaniano superior (parte inferior de la zona de *Nostoceras hyatti*) (Walaszczyk et al. 2002). Por lo tanto, la parte superior de la Formación Jadán está bien datada del **Campaniano superior**.

Al Este de Azogues (barrio Santa Bárbara), a lo largo de la carretera a Paute, aflora una buena sección de lutitas, areniscas y escasas calizas, atribuida a la Formación Jadán. Parece corresponder a la parte superior de la formación, ya que los afloramientos más occidentales presentan las facies de la Formación Tabacay sobreyacente. En esta sección, colectamos *Glyptoxoceras* sp. del Santoniano-Maastrichtiano, o *Neoglyptoxoceras* sp. del Campaniano inferior a medio (03.Cu.35, 03.Cu.36), y un pachydiscideo, probablemente un *Menuites* sp. (03.Cu.34, similar a 03.Cu.11), cuyo rango abarca desde el Santoniano al Maastrichtiano superior.

En la quebrada Salada (NW de Quingeo, Sur de Santa Ana), en niveles indeterminados de la Formación Jadán, colectamos el inoceramus determinado por A. Dhondt (Bruselas) como *Platyceramus* sp. que indica el intervalo Coniaciano superior-Maastrichtiano inferior. En la zona de Alamor, este género es más frecuente en las formaciones Naranjo y Zapotillo del Campaniano medio a superior.

* En la zona de Cumbe, lutitas y limolitas marinas finas no datadas, con nódulos o bancos de calizas finas e intercalaciones de areniscas arcóscas se encuentran en contacto fallado con las areniscas y conglomerados de la Formación Quimas (Fig. 14). Estas lutitas contienen una rica microfauna marina (02.C.17 a 02.C.35). Mencionemos los foraminíferos planctónicos *Guembelina globulosa* y *Hedbergella holmdelensis*, y los bentónicos: *Anomalina* sp., *A. garzaensis*, *Bolivina* sp., *B. aff. crassa*, *Bulimina midwayensis*, *Cibicides* sp., *C. subcarinatus*, *Gavelinella* sp., *Haplophragmoides* spp., *H. cf. canariensis*, *H. cf. eggeri*, *H. aff. horridus*, *H. walteri*, *Nodosaria* cf. *longiscata*, *Praebulimina* sp., *P. cf. cushmani*, *P. reussi*, *Siphogenerinoides* sp., *Trochammina*

sp., *T. cf. deformis* y *Turrilina carseyae*; los nanofósiles *Coccolithus* sp., *Cribosphaera* sp., *Watznaueria barnesae*; y los palinomorfos *Baculatisporites* sp., *Dynogimnium* sp., *Glomus* sp., *Gnetaceaepollenites* sp., *Inaperturopollenites* spp., *Lliacidites* sp., *Monoletes* sp., *Paleocystodinium* sp. (Turoniano-Oligoceno), *Polyadosporites* sp., *Retimonoletes* sp., *Syncolporites* sp. y *Triletes* sp. La presencia de los foraminíferos *B. midwayensis* (Campaniano-Paleoceno), *H. aff. horridus* (Campaniano-Paleógeno), *H. holmdelensis* (Coniaciano-Maastrichtiano), *N. cf. longiscata* (Maastrichtiano-Eoceno), *P. reussi* (Coniaciano-Maastrichtiano) y *T. carseyae* (Campaniano-Maastrichtiano) asegura una edad Campaniano-Maastrichtiano para estos afloramientos.

Sin embargo, las muestras 02.C.26 colectada 3,2 km al Sur de Cumbe, y 02.C.57 colectada inmediatamente al Sur del intrusivo que domina Cumbe, contienen los foraminíferos bentónicos *Bathysiphon* sp., *B. aff. eocenicus*, *Dorothia* sp., *Eggerella* sp., *Haplophragmopides* sp., *H. cf. neochapmani*, *Karrerulina* sp., *Spiroplectamina* sp., *Trochammina* sp., *T. aff. texana*, y los palinomorfos *Glomus* sp., *Polyadosporites* sp., *Retimonoletes* sp. y esporas de hongo. A pesar de que *B. aff. eocenicus* indique el intervalo Paleoceno-Eoceno, la determinación está considerada como poco fiable ya que se trata de un pequeño fragmento mal preservado. Las otras especies (*H. cf. neochapmani*, *Karrerulina* sp., *T. aff. texana*) sugieren una edad Cretácico superior - Eoceno.

La edad de la Formación Jadán es seguramente Campaniano superior, y abarca muy probablemente parte del Campaniano medio. Su litología es muy parecida a la de las formaciones El Naranjo y Zapotillo del Suroeste ecuatoriano datadas del Campaniano medio a superior (Jaillard et al. 1999, 2003), lo que apoya una edad **Campaniano medio a superior** para la Formación Jadán. Además, las formaciones Naranjo (SW Ecuador) y La Mesa (NW Perú), al igual de la Formación Jadán, incluyen dos pulsos transgresivos marinos bien marcados datados respectivamente como Campaniano medio a superior y Campaniano superior (Jaillard et al. 1999, 2003).

Siguiendo hacía el Sur la Loma Tunasloma que separa las quebradas Huangarcucho y Jadán, se puede observar una discordancia entre la Formación Jadán con intercalaciones de calizas, y conglomerados con clastos de cuarzo, rocas metamórficas, lutitas negras y olistolitos de calizas. Esta discordancia separa la Formación Jadán de la Formación Quimas.

C.2. FORMACIÓN QUIMAS (Campaniano superior (y Maastrichtiano basal ?))

El contacto basal con la Formación Jadán es una discordancia angular, o una paraconformidad, según los lugares. Existe una posible leve discordancia a gran escala con adelgazamiento de la Formación Quimas de Sur a Norte, como lo sugiere el panorama de la Loma Tunasloma desde el pueblo de Jadán.

La Formación Quimas consiste en bancos potentes de areniscas feldespáticas y líticas gruesas a microconglomeráticas, y de conglomerados poco seleccionados en bancos hasta pluométricos. Los clastos o cantos son subangulosos a muy redondeados y su diámetro alcanza 10 cm. Los clastos son de cuarzo, y de rocas metamórficas, sedimentarias (limolitas, areniscas y cherts) y raramente volcánicas. Se notan también algunos bancos de grauvaca, y escasos nódulos de caliza a menudo extremadamente ricos en foraminíferos biseriados. En las areniscas se observan un predominio de cuarzo (30-50%), abundantes feldespatos (20-35%) y fragmentos líticos (30-40%), y escasas micas detríticas. En la quebrada Tabacay, afloran bancos de conglomerados con clastos muy redondeados de cuarzo y roca metamórfica que indican la erosión de la Cordillera Real, y con gasterópodos y bivalvos que indican un medio poco profundo. En la Loma Tunasloma, la presencia de pequeños bivalvos marinos, de plantas y de fragmentos de hueso indica también un medio de deposición poco profundo, y la proximidad de tierras emergidas. Los niveles finos (limolitas, areniscas finas) presentan bioturbaciones, laminaciones y rizaduras de corriente, que sugieren un medio de plataforma clástica externa.

La formación presenta numerosas discordancias internas más o menos progresivas, pliegues por *slumpings*, huellas de deslizamientos sinsedimentarios, y flujos de masa (*debris flows*), que indican una actividad tectónica muy notoria. Además, se notan niveles conglomeráticos lenticulares acanalizados que reflejan la proximidad de sistemas fluviales, que abastecieron la plataforma marina en material de conos aluviales depositado en medio marino (*fan deltas*).

El espesor total de la formación alcanzaría 2000 metros en el Sur (zona de Cumbe-Quíngo), pero parece ser más delgada y menos gruesa hacía el Norte (Azogues), donde no pasaría los 1000 a 1500 metros de potencia. Esta evolución lateral sugiere que el sistema clástico que ali-

mentaba a la cuenca era ubicado al Sur, en la zona de Cumbe.

La Formación Quimas aflora al Norte de Santa Ana a lo largo del río Jadán, forma la mayor parte de las crestas entre los valles de Quingeo-Santa Ana y Cuenca al Sur, y forma también los relieves de la base de la vertiente ubicada al Este de la carretera El Descanso-Azogues (zona de Shorshán, Biblicay y San Francisco). Los mejores afloramientos son visibles a lo largo de la carretera Cumbe-Quingeo, en la loma Huairapungu que separa la cuenca de Cumbe del río Quingeo, y especialmente alrededor de la Quebrada Quimas, de donde toma su nombre.

Dos fragmentos de amonite (02.C.G2, 03.Cu.38) colectados al Este de Antonio Borrero fueron determinados como *Glyptoxoceras* sp. (Santoniano-Maastrichtiano) o *Neoglyptoxoceras* sp. (Campaniano inferior a medio).

Por lo tanto, por su posición estratigráfica, asignamos la Formación Quimas al **Campaniano superior**, pudiendo alcanzar el Maastrichtiano basal. Sin embargo, la muestra 02.C.37 procedente de la loma ubicada entre Cuenca y Quingeo, contiene *Bathysiphon* sp., *B. aff. rufescens*, *Dorothia cylindrica*, *Haplophragmoides* sp., *H. cf. eggeri*, *Trochammina cf. deformis*. La presencia de *D. cylindrica* (Paleoceno sup.-Eoceno inf.) y *H. cf. eggeri* (Paleogeno) indicaría una edad Paleoceno superior-Eoceno inferior. La ubicación de la muestra o las determinaciones micro-paleontológicas tendrán que ser chequeadas.

Por su edad y posición estratigráfica, esta formación conglomerática se correlaciona con la Formación Casanga del Suroeste del Ecuador (Baudino 1995, Jaillard et al. 1996), con las formaciones Monte Grande o Tablones del Noroeste del Perú (Morris y Alemán 1975, Jaillard et al. 1998, 1999), y con la parte somital de la Formación La Mesa de la zona de Paita (Jaillard et al. 2003).

Las muestras analizadas por W. Winkler y mencionadas por Steinmann (1997) proceden probablemente de las formaciones Jadán o Quimas. De estas muestras se extraeron los siguientes minerales pesados : 34% de circones, 21% de turmalina, 20% de apatita, 5% de rutilo, 7% de granate y 1,5% de clinozoizita, que representan una asociación típica de zonas cristalinas, plutónicas y metamórficas (Steinmann 1997).

C.3. FORMACIÓN TABACAY (Maastrichtiano inferior)

La Formación Tabacay corresponde a la "litología inferior" o "miembro inferior" de Faucher et al. (1971). Su contacto basal no ha sido observado, pero podrá existir en la sección de Santa Bárbara (Este de Azogues). Sin embargo, se lo observa en la proximidad (sobre) de facies de tipo Jadán (Santa Bárbara), o de la Formación Quimas (Norte de Santa Ana), lo que sugiere que podría ser discordante sobre la serie companiana fuertemente erosionada.

Está mayormente formada de una sucesión bien estratificada de cherts oscuros laminados y tobáceos, a veces silicificados, alternando con bancos milimétricos a plurimétricos de conglomerados poligénicos, grauvacas volcano-clásticas, o areniscas líticas y arcósicas, granoclasificadas y con base erosiva, interpretadas como turbiditas. Se observan también bancos o nódulos alineados de caliza negra micrítica con matiz amarilla. Los clastos (diámetro ≤ 5 cm) son de cuarzo blanco, rocas volcánicas (dominante), grauvaca o areniscas y cherts. Son frecuentes los cantos blandos de arcilla negra en la base de los bancos gruesos. Muy localmente se observan intercalaciones delgadas de calciturbiditas, con elementos volcánicos y feldespáticos. Con respecto a las formaciones Jadán o Quimas, la alimentación detrítica es mucho más volcánica. La Formación Tabacay parece resultar de una sedimentación autócona fina, biogénica y volcánica distal (cherts tobáceos), y de una alimentación alóctona (turbiditas) con nítida influencia cristalina.

Esta facies aflora muy localmente al Este de Azogues (parte Oeste de la sección de Santa Bárbara, orilla derecha de la quebrada Lamay Chagracashca) y al Norte de Santa Ana (Cantera de la Loma Burashun), pero los mejores afloramientos se encuentran en la Quebrada Tabacay, al Norte de Azogues. En este sitio, Bristow (1973) encontró un Diplomoceratideo, y es probable que los amonites *Sphenodiscus peruvianus* Gerth y *Solenoceras* sp. del Maastrichtiano inferior (det. Howarth, Brit. Mus. Nat. Hist.) mencionados por Bristow y Hoffstetter (1977, Bristow 1980) provengan de allí. Faucher et al. (1971) mencionan escasos foraminíferos maastrichtianos, fragmentos de plantas, lamelibranchios, y escasos inoceramus o amonites indeterminables.

El carácter turbidítico de la secuencia la hace parecer a la Formación Cazaderos de la zona

de Alamor, datada del Maastrichtiano inferior (Jaillard et al. 2003). Por lo tanto, atribuimos la Formación Tabacay al Maastrichtiano inferior (Fig. 12). Es probable que se correlaciona también con la Formación Zambí que aflora al Norte de Catacocha (Kennerley 1973) y con la Formación Pazul del Norte del Perú (Jaillard et al. 2003). Además, los amonites encontrados en Huangupud (sección Sicalpa-Santiago, ver § II) provienen de una unidad con litología similar y, según P. Bengtson, serían más jóvenes que los de la zona de Cuenca, soportando nuestra interpretación.

C.4. FORMACIÓN SAQUISILÍ (Paleoceno)

En la Quebrada Tabacay, la alternancia de cherts tobaceos y grauvacas turbidíticas de la Formación Tabacay parece pasar hacia arriba, al Norte del puente sobre el río Tabacay (a pesar de que el contacto no es visible) a arcillas grises o negras poco deformadas, siltitas oscuras, lechos arenosos finos con rizaduras de corriente, laminaciones, bioturbaciones y figuras de carga, y bancos de areniscas negras líticas, feldespáticas y micáceas de grano medio. Se observan localmente restos finos de plantas, y madrigueras rectas u oblicuas (facies *Glossifungites* o *Skolithos*). Bancos o nódulos de caliza gris a negra micrítica y delgados bancos de turbiditas finas se observan localmente. Estas rocas tienen muchas características petrográficas de las areniscas paleocénicas finas de la Formación Saquisilí de la zona de Guaranda.

Estas facies representan depósitos de plataforma clástica externa no muy profunda, dentro de la zona de influencia de las olas de tempestades (≤ 100 m de profundidad).

En las muestras micropaleontológicas (02.C.03, 04, 08, 55) se determinaron los foraminíferos bentónicos: *Bathysiphon* spp., *B. gerochi*, *B. aff. rufescens*, *Bulimina* sp., *B. midwayensis*, *Haplophragmoides* sp. y *Trochammina* sp.; y los palinómorfos *Concavisporites* sp., *Tricolporopollenites* sp. y *Tricolporopollenites* sp.?. La presencia de *B. gerochi* (Paleoceno), *B. midwayensis* (Campaniano-Paleoceno) y *Tricolporopollenites* sp.? (Paleoceno tardío) confirma una edad **Paleoceno**, y una correlación con la Formación Saquisilí (ver Anexo).

La muestra 02.C.37 colectada en la loma ubicada entre Cuenca y Quingeo, podría proceder de la Formación Saquisilí, ya que la asociación micropaleontológica indica una edad Paleoceno superior-Eoceno inferior (véase más arriba).

C.5. FORMACIÓN CHINCHÍN (Eoceno medio)

La Formación Chinchín fue identificada y definida por Steinmann (1997). Aflora al Este del río Quingeo, donde está frecuentemente cubierta por unidades volcánicas más recientes. Estuvo mapeada anteriormente como Formación Tarquí (Bristow 1980) o Formación Saraguro (Noblet et al. 1988). No fue estudiada durante el presente proyecto.

Consiste de rocas volcánicas básicas a intermedias y depósitos volcanoclásticos continentales gruesos. El contacto superior de la Formación Chinchín con la Formación Quingeo es visible a lo largo de la carretera Cuenca-Santa Ana-Gualaceo, cerca de Chacahuaicu. El contacto basal no es visible.

La parte superior de la Formación Chinchín fue datada por Trazas de Fisión sobre circones a 42.8 ± 3.8 Ma (Eoceno medio, Luteciano superior). Parece representar un testigo septentrional del arco volcánico continental palógeno reconocido más al Sur por intrusiones datadas del Eoceno inferior a medio en la zona de Catamayo (Kennerley 1980, Aspden et al. 1992, Jaillard et al. 1996), y por la Formación Llama y el Grupo Calipuy del Norte del Perú (55-40 Ma, Cobbing et al. 1981, Noble et al. 1990).

C.6. FORMACIÓN QUINGEO (parte tardía del Eoceno medio a Eoceno terminal)

La Formación Quingeo fue definida por Steinmann (1997), quien la data del Eoceno medio mediante nueve edades de Trazas de Fisión. Las edades van desde 42.2 ± 4.4 Ma hasta 34.9 ± 4.0 Ma. Ya que la Formación Quingeo descansa sobre la Formación volcánica Chinchín datada de 42.8 ± 3.8 Ma, su base puede ser considerada como de edad Luteciano superior. El tope no está bien datado, pero puede ser considerado como de edad Eoceno terminal (≈ 34 Ma). Aflora en tres sitios distintos: la zona de Quingeo al Este, la zona de la Hacienda Queseras al Norte (Steinmann 1997) y al Este de Cumbe (Pratt et al. 1998). Notemos que esta límite de formación parece correlacionar con el límite entre las formaciones Apagua y Rumi Cruz, interpretada como el resultado de la acreción

del Arco insular Macuchi al límite Luteciano-Bartoniano.

Cerca de Quingeo, la Formación Quingeo consiste de secuencias fluviátiles grano decrecientes más o menos gruesas, de potencia plurimétrica hasta decamétrica. Los conglomerados contienen cantos poco sorteados y redondeados, generalmente de 5 a 15 cm y hasta más de un metro de diámetro. Los cantos, de naturaleza muy variable según los niveles y los lugares, son generalmente de cuarzo blanco, rocas metamórficas, arenisca lítica, cherts negros, rocas volcánicas,... Las paleocorrientes medidas por Steinmann (1997) indican un transporte hacia el NO a SO, con una dominancia hacia el Oeste, confirmando una fuente mayormente cristalina (Cordillera Real) y sedimentaria (Grupo Yunguilla), con contaminación volcánica. Laminaciones oblicuas curvas más o menos paradas son frecuentes en la base, paleoraices son comunes en los topes de secuencia. Fallas sinsedimentarias indican una actividad tectónica aparentemente extensional coetánea del depósito.

Al Este de Cumbe, la Formación Quingeo consiste de secuencias fluviátiles más finas, con bancos marrones de areniscas líticas medianas a microconglomeráticas granoclasificadas (diámetro inferior a 2 o 3 cm), areniscas finas y limolitas moradas, e intercalaciones de secuencias fluviátiles acanalizadas de color amarillo. Estas últimas son conglomeráticas en la base, con numerosos elementos de roca volcánica ácida clara, luego arenosas con fragmentos líticos. La presencia frecuente de paleoraices, concreciones calcáreas pedogenéticas y paleosuelos (costras calcáreas concrecionadas o laminadas) demuestra un ambiente de depósito continental. Localmente, paleosuelos silíceos (silcreta) y granos gruesos de cuarzo muy redondeados sugieren una actividad eólica.

La interpretación de un paso gradual de la Formación Yunguilla a la Formación Quingeo (Bristow y Hoffstetter 1977) no fue confirmada. Según nuestras observaciones, las intercalaciones amarillas en la parte inferior de la Formación Quingeo son secuencias fluviátiles ricas en elementos volcánicos. Por otro lado, al Noroeste de Cumbe, los buzamientos de la Formación Quingeo no parecen conformes con los de la Formación Jadán, más deformada. Por lo tanto, lo más probable es que la Formación Quingeo descansa sobre la Formación Jadán mediante una superficie fuertemente erosiva, ya que faltan las formaciones Quimas, Tabacay y Saquisilí.

La Formación Quingeo es coetánea del intrusivo de El Descanso, datado de ≈ 35 Ma (Steinmann 1997).

C.7. FORMACIÓN SARAGURO (Oligoceno medio-Mioceno inferior)

La Formación Saraguro fue definida por Kennerley (1980) y revisada como Grupo Saraguro por Dunkley y Gaibor (1997), Pratt et al. (1997) y McCourt et al. (1998). Incluye varias formaciones volcánicas sucesivas.

En la zona de Cuenca (Steinmann 1997), la Formación Saraguro, siempre discordante sobre rocas de edad paleozóico a Eoceno aflora (1) a lo largo de una faja orientada NNE-SSW, ubicada al Oeste de Cumbe, al Este de Tarqui y terminando al Oeste de Santa Ana, (2) al Este de Biblian, y (3) más al Este en la Cordillera Occidental.

La Formación Saraguro consiste en flujos, tobas y brechas volcánicos de composición intermedia a ácida, y rocas eruptivas ácidas predominan en la parte superior. Su potencia está estimada entre 500 y 2000 m, e intercalaciones volcanosedimentarias continentales son frecuentes. En el Sur del Ecuador (Nabón, Santa Isabel, Cuenca), la Formación Saraguro está datada por Trazas de Fisión en circones entre 29.4 ± 2.6 Ma y 19.0 ± 3.5 Ma (fin del Oligoceno inferior, parte media del Mioceno inferior; Hungerbühler et al. 1995, 2002, Steinmann 1997, Hungerbühler 1997).

En la zona de Cuenca, edades de **28 a 26 Ma** fueron conseguidos inmediatamente al Oeste de Santa Ana, al Noreste de Tarqui, y al Este de Biblian (Steinmann 1997). Por lo tanto, el afloramiento mapeado como Formación Tarqui por Bristow (1980) al Sureste de Cuenca y al Oeste la « Formación Yunguilla », pertenece en realidad a la Formación Saraguro. Otras edades eocénicas fueron conseguidas en la Cordillera Occidental (Steinmann 1997) en rocas magmáticas anteriormente atribuidas a la Formación Macuchi (Bristow 1980). En consecuencia, estas rocas representan la Formación Saraguro, y la interpretación de un contacto de la Formación Yunguilla sobre la Formación Macuchi (Bristow 1980) es errónea.

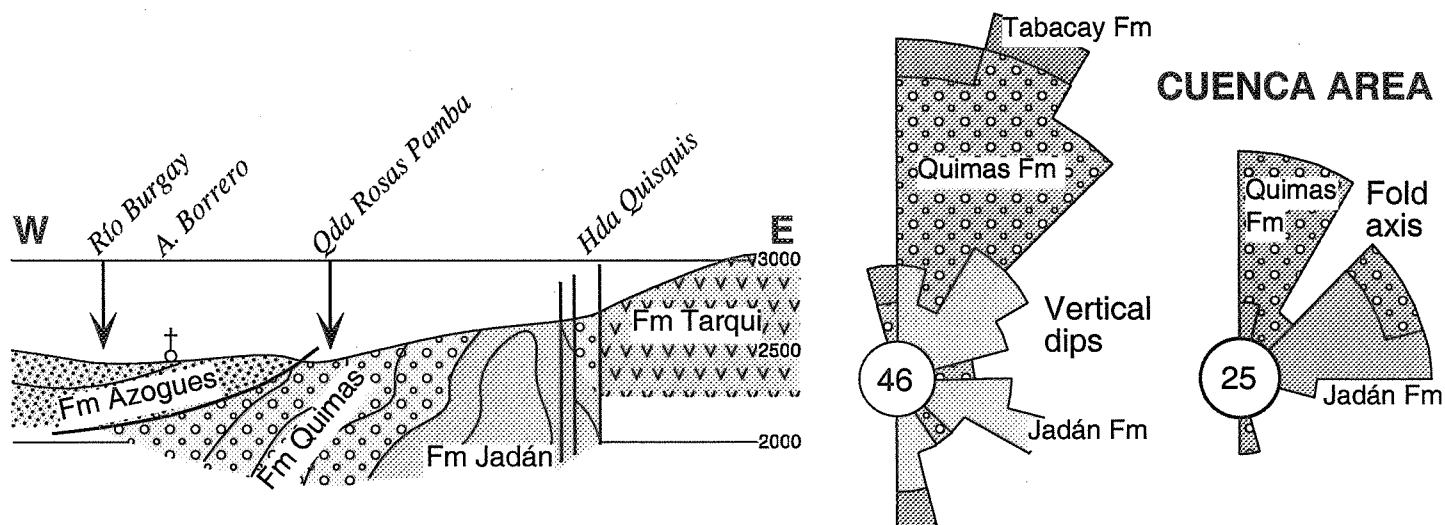


Fig. 16A : Estructura de la zona de Antonio Borrero (Sur de Azogues), y rumbo de las capas verticales y ejes de pliegues en el Cretácico terminal de la zona de Cuenca

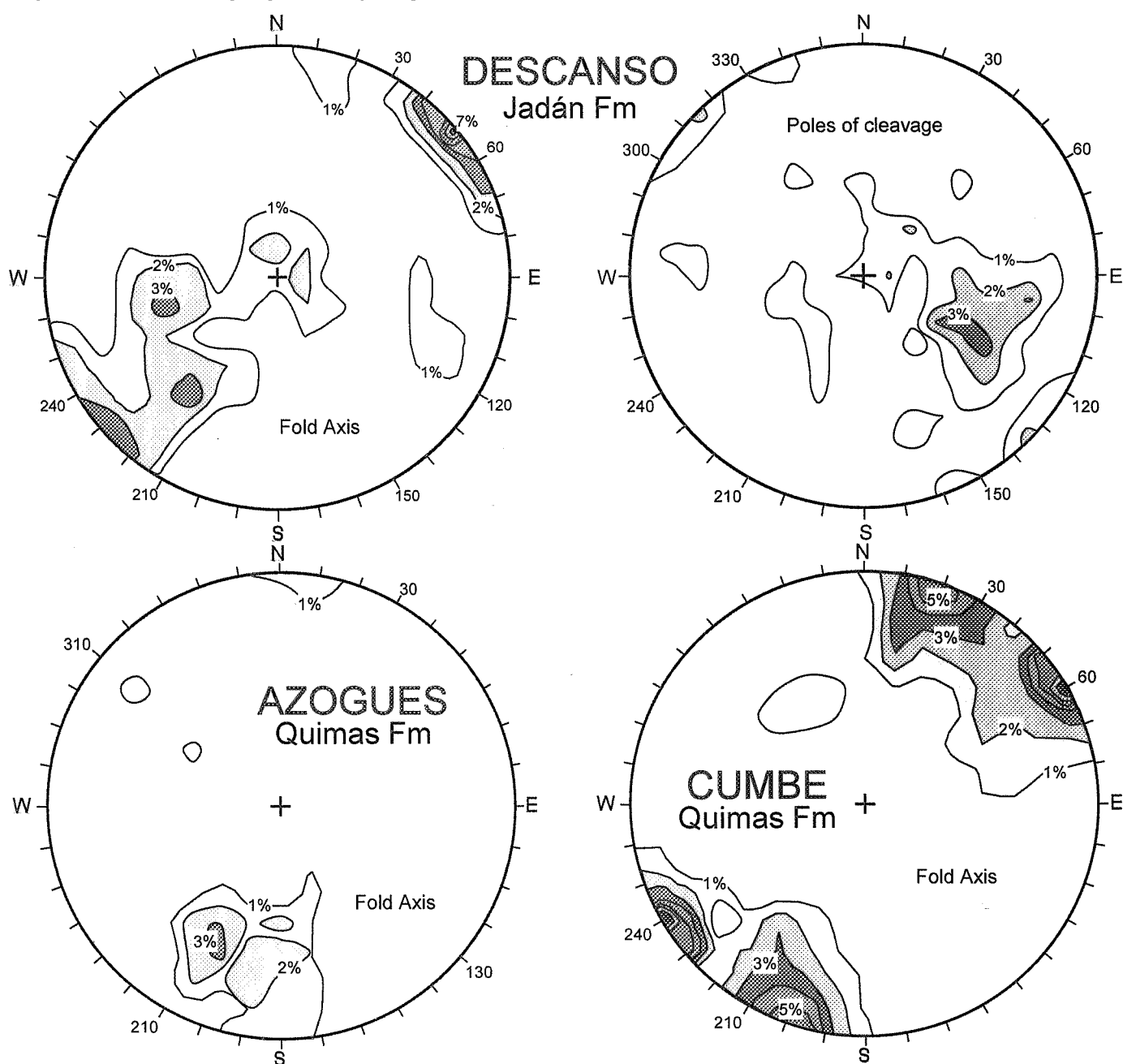


Fig. 16B : Deformaciones de las formaciones campanianas (Jadán y Quimas) en las áreas de Azogues, Descanso y Cumbe (G. Gastineau, 2002)

D. Geología estructural

El Grupo Yunguilla aflora según una faja orientada NNE-SSW a N-S, que se encuentra en contacto fallado (falla inversa) con las formaciones eocénicas Quíngeo y Chinchín al Este, y sobreyacida estratigráficamente por series del Oligoceno (Saraguro) y Mioceno (cuenca de Cuenca).

D.1. DEFORMACION DE LOS DEPOSITOS DEL CRETACICO TERMINAL

El Grupo Yunguilla parece ser mucho más deformado que los sedimentos paleocenos y más recientes (Fig. 16).

La estructura regional está dominada por pliegues de dirección NNE (N 10 a N 30 E), que afectan también a los depósitos miocénicos de la cuenca de Cuenca (Bristow 1980). Por lo tanto, estos pliegues son posteriores al Mioceno medio. Sin embargo, plegamientos de otra dirección afectaron las series cretácicas.

- En la zona de Descanso-Jadán (Fm Jadán, Campaniano medio a superior), los ejes de pliegues medidos por G. Gastineau enseñan una dirección dominante NE-SW (N 50°E). Sin embargo, se observan también pliegues con plunge importante, de dirección E-W a WNW-ESE (\approx N 120°E). El plunge de estos pliegues demuestra que estuvieron deformados por fases ulteriores. Los pliegues de dirección N 10°E con ejes horizontales corresponden al plegamiento regional miocénico o más joven.

- En la zona de Cumbe (Fm Quimas, Campaniano superior), se determinan claramente dos direcciones de pliegues, una dominante de dirección N 60 E, comparable con la fase de pliegues identificada en la zona de Jadán, y una poco menos marcada de dirección N 20 E que correspondería al la fase regional post-Mioceno medio. Sin embargo, se notan también pliegues poco marcados de dirección NW-SE, con plunge importante hacia el NW (Fig. 16).

- Finalmente, en la zona de Azogues (Fm Quimas, Campaniano superior), los ejes de pliegues medidos por G. Gastineau indican una fase plicativa dominante de dirección N 30°E con un plunge de los ejes hacia el SSE, y una fase de pliegues de dirección N 10 con ejes horizontales, que correspondería a la fase de pliegues regionales. Ya que tienen un plunge notable, los pliegues N 30 son más precoces que los pliegues N 10°E. Interpretamos el leve cambio de dirección del plegamiento precoz (N 30°E en vez de N 50 o N 60°E) como el resultado de una reorientación de las estructuras durante la fase de pliegues de dirección N 10°E posterior.

Por otro lado, entre los 104 planos de esquistosidad medidas tomadas por G. Gastineau, la mayoría de los polos, aun que algo dispersos, se alinean a lo largo de círculos de dirección NW-SE, lo que indica una fase plicativa mayor de dirección NE-SW, asociada con esquistosidad. Sin embargo, existen también pliegues de eje NW-SE. Estos resultados se parecen a los obtenidos en la zona de San Juan, en donde el análisis de los buzamientos revela pliegues precoces de dirección NE-SW y NW-SE.

El análisis de los buzamientos verticales y ejes de pliegues en toda el área (Fig. 16A) confirma el predominio de ejes de dirección N-S a NNE-SSW (post-Mioceno medio), NE-SW y WNW-ESE, estos dos últimos siendo más desarrollados en las Fms Jadán y Quimas campanianas, y por lo tanto probablemente de edad pre-Maastrichtiano.

Varios afloramientos confirman la existencia de pliegues precoces de dirección WNW-ESE. Al Norte de la carretera de Jadán, la Formación Jadán presenta una estructura en champiñon característica de zonas de interferencias de pliegues. El pliegue precoz, deformado, presenta un eje aproximadamente ESE. Más al Sur, en la misma loma, pliegues apretados de dirección N 110°E afectan a la Formación Quimas.

Los pliegues de dirección WNW-ESE, no aparecen en la estructura regional y no afectan a los depósitos miocénicos. Además, no afectan a los depósitos de la Formación Quíngeo de edad Eoceno medio ubicada inmediatamente al Este ni tampoco a la Formación Saquisilí paleocena ubicada más al Norte. Por lo tanto, ya que afectan a los depósitos del Campaniano, corresponden a una fase tectónica pre-Paleoceno. Estos resultados son compatibles con los obtenidos en la zona de San Juan (Fig. 12).

D.2. DEFORMACION DE LOS DEPOSITOS PALEÓGENOS

La Fm Saquisilí (Paleoceno) solo aflora en la Quebrada Tabacay, donde parece ser poco deformada. Los buzamientos indican pliegues de dirección N-S a NNE-SSW, y NE-SW, sin esquistosidad importante asociada. La coexistencia de dos direcciones de pliegues indica la existencia de dos fases plicativas. La ausencia de ejes de dirección ESE-WNW sugiere que estos últimos son de edad pre-Paleoceno, es decir Maastrichtiano superior. Veremos que los ejes Norte-Sur probablemente corresponden con la fase del Mioceno superior.

Las formaciones Chichín y Quingeo (Eoceno medio) están claramente deformadas por pliegues de eje NNE-SSW a NE-SW, paralelos a las fallas mayores que limitan al ESE los afloramientos cretácicos. Noblet et al. (1988) mencionan pliegues sinsedimentarios en la Formación Quingeo (atribuida entonces a la Fm Biblián) que corresponderían a una compresión NE-SW, que Steinmann (1997) interpreto posteriormente como resultando de una compactación diferencial. La deformación mayor de la Formación Quingeo sería relacionada con una compresión orientada Este-Oeste de edad Mioceno superior (Steinmann 1997). Sin embargo, el fin de la sedimentación eocénica y el levantamiento importante de la Cordillera en el Eoceno superior-oligoceno (Spikings et al. 2001) sugieren que una deformación importante ocurrió en el Eoceno superior y es responsable de parte de la deformación de las series paleógenas. Sugerimos que los ejes NE-SW visibles en las Fms Saquisilí, Chichín y Quingeo sean ligados a la fase del Eoceno superior-Oligoceno.

D.3. DEFORMACION DE LOS DEPOSITOS NEÓGENOS DE LA CUENCA DE CUENCA

La Cuenca de Cuenca fue formada en el Mioceno medio en régimen extensivo (≈ 15 Ma), posiblemente asociado con un juego dextral de las fallas mayores que lo limitan (Noblet et al. 1988, Steinmann 1997, Hungerbühler et al. 2002). Los depósitos miocénicos de la Cuenca de Cuenca presentan estructuras en forma de « coma », con pliegues de rumbo NE-SW al Sur, y Norte-Sur al Norte. Esta disposición parece ser debida a la presencia de fallas orientadas NE-SW al Sur (Falla Girón-Santa Isabel), NNE-SSW en el Centro (Falla Santa Ana-Tahual) y Norte-Sur al Norte (Falla Antonio Borrero), que guiaron la forma de la Cuenca y su deformación posterior.

Esta deformación es coetánea del depósito de la parte superior de la serie (Mioceno superior) y posterior. El juego a lo largo de las fallas es dextral, y posteriormente dextral-inverso (Noblet et al. 1988, Hungerbühler et al. 2002), lo que llevó a la superficie el Grupo Yunguilla del Cretácico terminal. La deformación de la Cuenca de Cuenca está sellada por la Fm Turi ($\approx 8-7$ Ma), y es por lo tanto de edad Mioceno superior (10-8 Ma). Esta asociada con un levantamiento importante de la Cordillera oriental (Steinmann 1997, Hungerbühler et al. 2002).

En resumen, se determinarán las siguientes fases plicativas :

Mioceno superior :	pliegues NNE-SSW (N 10°E en Azogues, NNE en Descanso, NE en Cumbe) y levantamiento de la Cordillera Oriental.
Eoceno superior-Oligoceno :	pliegues NE-SW (N 40°E a N 60°E) con esquistosidad (?) en las formaciones pre-miocénicas.
Paleoceno :	Deformación no reconocida.
Maastrichtiano (superior ?) :	pliegues WNW-ESE en las formaciones campanianas.

4. ZONA ALAMOR - CAZADEROS

A. Presentación

La zona de Alamor-Cazaderos en el extremo suroeste ecuatoriano fue primero estudiada por Sigal (1969) y Kennerley (1973, 1980, vease Bristow y Hoffstetter 1977).

Estudios más detallados fueron luego llevados a cabo por Mamberti (1995), Reynaud (1996) y Jaillard et al. (1996, 1999) que fueron extendidos al extremo Noroeste del Perú (Jaillard et al. 1998, 2003, Ethien 2000). Se puede considerar que el estudio está casi terminado, y culminará con el diseño de un mapa geológico al 1/200 000, que abarcará la zona fronteriza.

B. Resultados obtenidos (1992-2000)

Los sedimentos cretácicos de la zona de Alamor-Cazaderos representan el relleno de una cuenca limitada al Este por rocas volcánicas de arco continental, y al Oeste por los Macizos paleozóicos de Tahuin (Ecuador) y Amotape (Perú).

Dos sucesiones estratigráficas fueron identificadas (Jaillard et al. 1996, 1999, 2003).

* Al Este aflora una serie de arco volcánico continental. De base hacia arriba se observa la siguiente sucesión (Fig. 17) :

- Lavas basálticas a andesíticas no datadas de arco volcánico continental (**Fm Celica**, Mamberti 1995, Reynaud 1996). Las lavas contienen escasas intercalaciones de calizas negras anóxicas comparables a las del Albiano medio del Perú. Por comparación con los depósitos equivalentes del Perú (Reyes y Caldas 1987, Reyes y Vergara 1987), la edad es probablemente Albiano (a Cenomaniano inferior ?).

- Grauvacas turbidíticas masivas con intercalaciones volcánicas no datadas (**Fm Alamor**), que constituyen el equivalente lateral occidental del arco volcánico. Representan depósitos proximales de ante-arco (*slope-apron*) que presentan una evolución lateral estrato- y grano-decreciente hacia el Oeste (**Fm Quillosara**). Están atribuidos al Albiano (y Cenomaniano inferior ?).

- Localmente afloran alternancias de lutitas y delgados lechos de grauvacas negras (**Fm El Carmen**) con fauna del Cenomaniano-Turoniano.

- En discordancia sobre las rocas deformadas del arco volcánico, se encuentran localmente (Río Playas) margas y calizas nodulosas con moluscos y amonites del Santoniano superior? a Campaniano temprano. Están sobreyacidas por limolitas y areniscas de plataforma marina somera a costera, datadas del Campaniano (**Fm El Naranjo inferior**), y por lutitas negras con nódulos calcáreos (**Fm Naranjo superior**) del Campaniano superior (Fig. 17).

- La serie marina termina con conglomerados gruesos con cantos predominantemente volcánicos (**Fm Casanga**) que contienen una escasa fauna probablemente maastrichtiana (Baudino 1995).

- Rocas volcánicas andesíticas a ácidas de medio subaéreo descansan en discordancia sobre estos sedimentos (**Fm Sacapalca**). Representan un nuevo arco volcánico (Reynaud 1996) datado en la base del Maastrichtiano terminal (67 Ma, Hungerbühler 1997, Hungerbühler et al. 2002), y que se extendió en el Paleoceno, quizás en el Eoceno inferior (Jaillard et al. 1996).

- La sucesión de Río Playas termina con conglomerados continentales atribuidos al Eoceno (**Fm Río Playas**, Baudino 1995, Hungerbühler 1997).

* Al Oeste aflora una potente serie sedimentaria cuyos términos inferiores descansan localmente en discordancia sobre el Macizo de Amotape-Tahuin (Fig. 18). Está interpretada como el relleno de una cuenca en *pull-apart*. De base hacia arriba se observa la siguiente sucesión (Jaillard et al. 1999, 2003) :

- Areniscas y conglomerados discordantes, no datados, que contienen al tope el Bosque petrificado de Puyango (**Fm Bosque Petrificado**, **Fm Gigantal** de Perú). Estos depósitos silico-clásticos transgresivos están atribuidos al Aptiano superior-Albiano inferior.

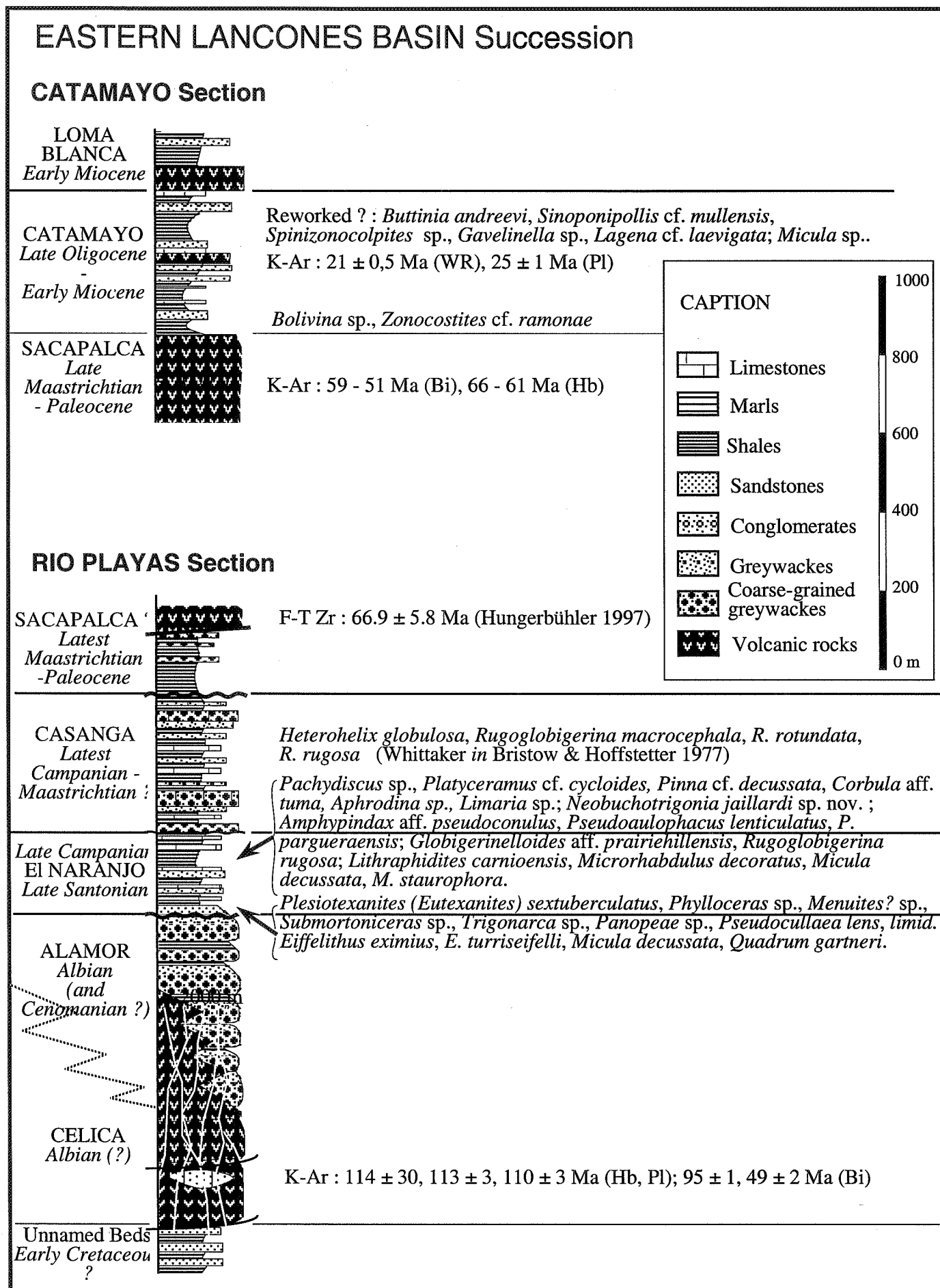


Fig. 17 : Estratigrafía del borde oriental de la cuenca de Celica-Lancones

- Calizas masivas claras con intercalaciones de conglomerados con cantos de cuarzosos y volcánicos, y de tobas con troncos silicificados (Albiano inferior, Fm Pananga de Perú), sobreyacidas por calizas negras anóxicas estratificadas y laminadas del Albiano medio (Fm Muerto de Perú) (Fm Puyango de Ecuador). Corresponde a la serie de Cochurco de Jaillard et al. (1996).

- Las calizas negras pasan hacia arriba a lutitas negras laminadas, que pasan a su vez a grauvacas y arcosas turbidíticas estrato- y grano-crecientes (Gp Copa Sombrero, 1000 a 2000 m). Contienen amonites del Albiano medio y superior y constituyen el equivalente lateral de la Formación Alamor-Quillosara oriental. La presencia local de amonites del Coniaciano (Petersen 1949, Reyes y Vergara 1987) sugiere que la sedimentación continuó después del Albiano. Sin embargo, los depósitos post-albianos parecen ser frecuentemente erosionados, ya que no han sido encontrados durante este estudio.

- En discordancia sobre el Grupo Copa Sombrero, descansan arcosas transgresivas sobreyacidas por lutitas negras con nódulos de caliza micrítica negra. Inoceramus y escasos amonites indican el Campaniano medio a superior (Fm Zapotillo, Fm Angolo de Perú).

- La Formación Zapotillo pasa hacia arriba a bancos potentes de conglomerados gruesos (300 a 500 m, Fm MangaUrcu, Fm Tablones de Perú), con cantos mayoritariamente de cuarzo y rocas metamórficas. Estos parecen contener el límite Campaniano-Maastrichtiano (Fig. 18).

- Están sobreyacidos por lutitas negras con intercalaciones de turbiditas cuarzosas datadas del Maastrichtiano inferior (500 m, Fm Cazaderos, Fm Pazul de Perú). Estas descansan sobre los conglomerados MangaUrcu en el centro de la cuenca, o sobre el Albiano transgresivo en los bordes de la cuenca.

- La serie termina localmente en el Suroeste de la Cuenca (Pazul, Perú) con margas y lutitas marinas fosilíferas del Paleoceno.

* Estas sucesiones indican una evolución tectónica en cinco etapas principales que reflejan la evolución tectónica de la Cordillera Occidental del Ecuador (Jaillard et al. 2003).

1. Aptiano superior?-Albiano medio: Transgresión marina en los macizos occidentales e inicio de la actividad del arco volcánico oriental (Fm Celica).

2. Albiano medio-Coniaciano (?): Creación y emersión de la Cuenca Celica-Alamor.

La migración hacia el Norte (dextral) del Macizo occidental en el Albiano medio y superior provoca la creación en *pull-apart* de la cuenca, rellena primero con productos del arco volcánico oriental, y luego con depósitos más finos. Líneas sísmicas revelan fallas normales de dirección E-W a NW-SE, con buzamiento al Sur, indicando una extensión paralela al margen.

3. La deformación y emersión de la cuenca es de edad incierta (Santoniano? (≈ 85 Ma)).

Está marcada por pliegues de dirección N 70° a N 110°E, que reactivan en juego inverso las fallas normales albiana (inversión tectónica). Las deformaciones son más importantes al Norte de la cuenca (pliegues isoclinales con esquistosidad, Puyango), y en las calizas albianas que representan un nivel de despegue para sobre-escurrimientos hacia el Norte o el NNE. Este evento corresponde con la fase peruana (Steinmann 1929, Jaillard et al. 2000).

4. Campaniano medio-Maastrichtiano: Creación y evolución de la cuenca Paita-Yunguilla discordante. Su relleno comprende dos etapas separadas por un evento tectónico.

- Campaniano medio a superior (localmente Campaniano inferior): transgresión regional, que cubre la cuenca deformada.

- Campaniano superior-Maastrichtiano basal?: evento tectónico que provoca la erosión de los macizos occidentales y el depósito de potentes conglomerados cuarzosos, marcados por notables discordancias progresivas. Este evento podría corresponder con la acreción del terreno San Juan-Multitud.

- Maastrichtiano inferior: Nueva transgresión en contexto tectónico inestable (turbiditas).

5. Maastrichtiano superior: Nuevo evento tectónico importante. Este evento corresponde a acreción del terreno Guaranda, y provoca la emersión definitiva del área, excepto al Oeste y SW de la zona (cuenca Talara del Norte del Perú), y muy localmente al Sur.

6. Notemos que los depósitos paleocénicos de la zona de Pazul (Peru) están deformados por un sinclinal de eje WNW-ESE. Por lo tanto, todas las deformaciones pre-éocénicas son marcadas por regímenes tectónicos, sea extensivos (Albiano), o sea compresivos (Santoniano-Paleoceno) paralelos a la fosa.

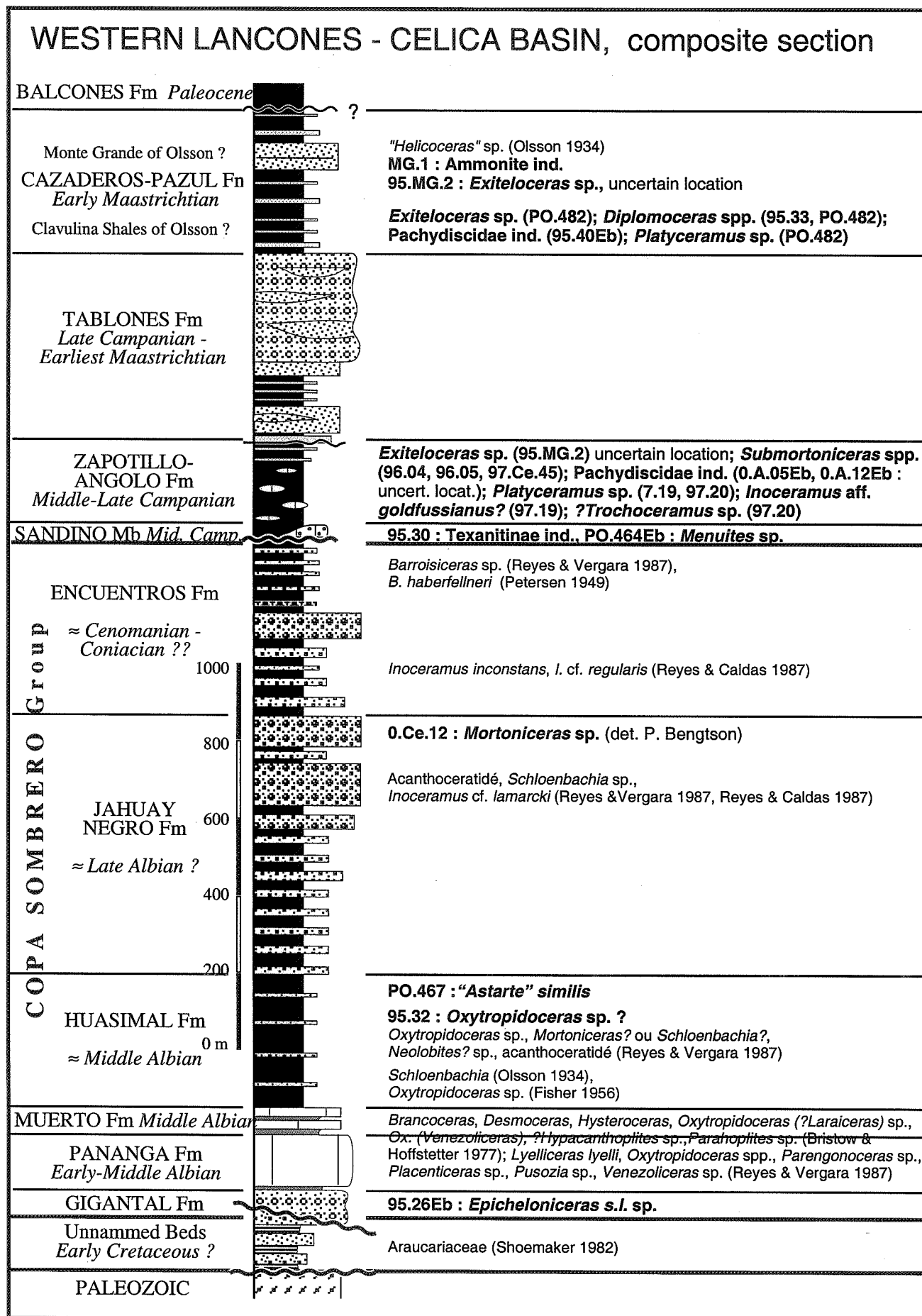


Fig. 18 : Estratigrafía del borde occidental de la cuenca de Celica-Lancones

En cambio, las deformaciones post-eocénicas tiene ejes de pliegues perpendiculares a la fosa, lo que indica una compresión ortogonal a la margen (Jaillard et al. 2003). Este cambio coincide con un cambio marcado en la dirección de convergencia, en el paleoceno superior.

La continuación, en el Terciario inferior, de la historia tectónica del margen ecuatoriano es mejor registrada en la Cordillera ecuatoriana (véase más arriba).

C. Comparación con las series de Paita (Norte del Perú)

Al Sur de Paita, depósitos del Cretácico terminal descansan en discordancia sobre el Paleozoico (Olsson 1934, 1944, Fisher 1956, Alemán 1999), y representan la extensión al SSW de la « Cuenca Paita-Yunguilla » de ante-arco (Jaillard et al. 1998, 1999, 2003, Philip y Jaillard en prensa). Una de las secciones (Campaniano) se ubica en el Cerro La Mesa, 25 km al Suroeste de Paita, la otra (Maastrichtiano) se observa a lo largo de la playas que rodean al pueblo de La Tortuga, 20 km al Sur de Paita.

En el Cerro La Mesa, la Formación La Mesa (350 m) empieza con una transgresión marina que alcanza medios de plataforma externa (Miembro inferior), sigue con la progradación de una plataforma carbonatada abierta y somera (Miembro medio), y termina con una segunda transgresión marina de medio de plataforma externa (Miembro superior), interrumpida por una regresión tectónica materializada por areniscas y conglomerados costeros, atribuidos a la Formación Monte Grande.

La fauna colectada en el Miembro inferior (ammonites, plantas, varios bivalvos) sugiere una edad Campaniano medio a superior, mientras que la rica fauna del miembro superior (ammonites, inoceramus, rudistos, otros bivalvos, corales,...) indica el Campaniano superior. Por lo tanto, la primera transgresión marina se correlaciona con la registrada en la parte inferior de las Formaciones Naranjo y Jadán, mientras que la segunda se correlaciona con la del miembro superior de las mismas formaciones.

Los conglomerados superiores correlacionarían con los conglomerados Casanga y Quimas del Campaniano superior-Maastrichtiano basal de las zonas de Alamor y Cuenca, y reflejarían la acreción del terreno San Juan-Multitud.

La sección de las **playas de La Tortuga** incluye dos formaciones.

- La Formación La Tortuga (4000 m) empieza con brechas rojizas de medio aluvial a aluvial marino (*fan delta*) (Brecha inferior), sigue un nivel lutaceo que expresa una transgresión marina (Miembro medio), y termina con brechas (Brecha superior) comparables con la unidad inferior.

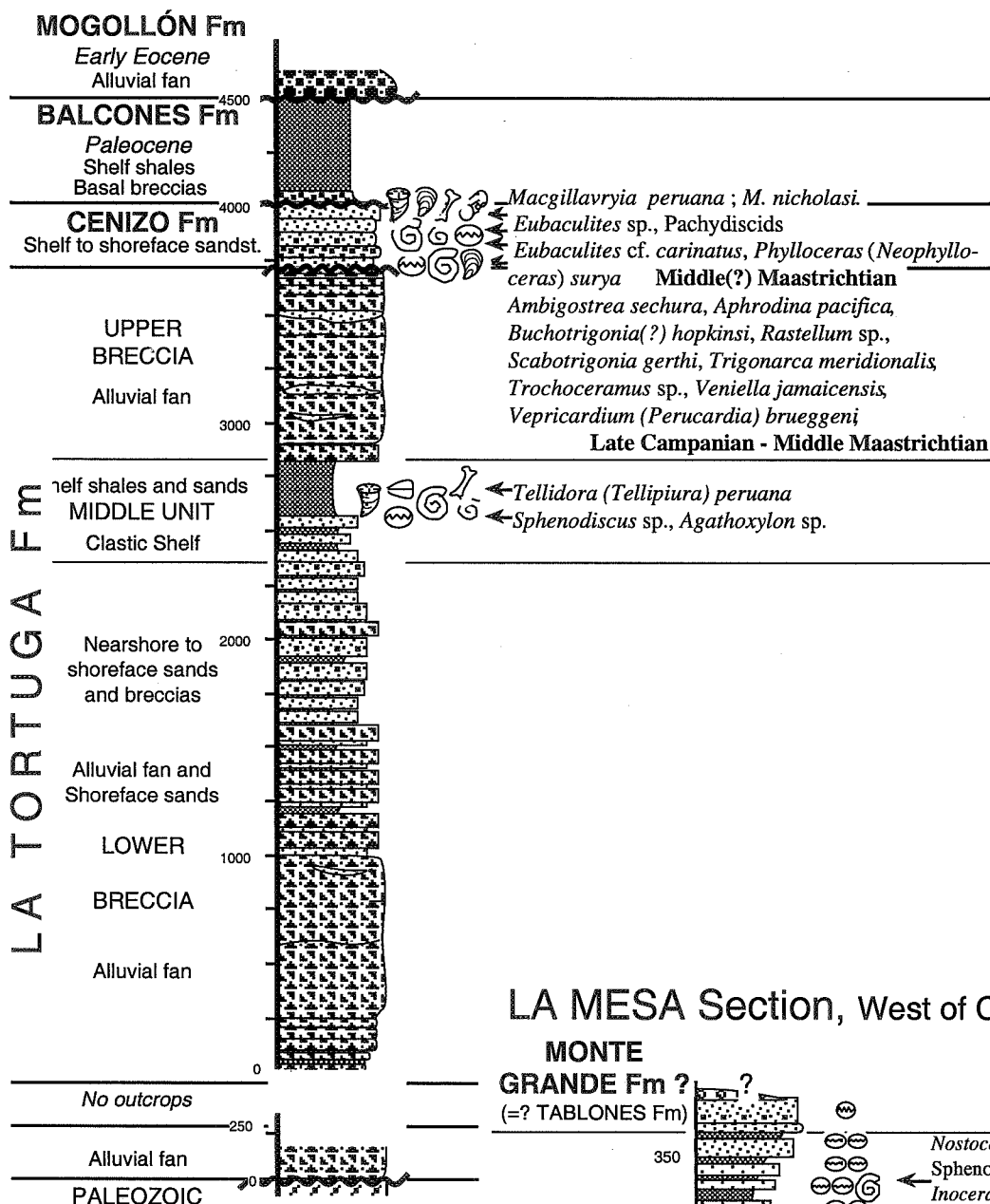
La fauna, abundante pero poco diagnóstica, colectada en el Miembro medio indica el intervalo Campaniano superior-Maastrichtiano. Se atribuye ese nivel al Maastrichtiano inferior.

- La Formación Cenizo (320 m) descansa sobre la Fm La Tortuga por el intermedio de una discontinuidad transgresiva levemente angular. Es arenosa a brechosa en la mitad inferior, y arenosa más fina en la parte superior. Empieza con una transgresión marina con rica fauna de medio litoral abierto (*Baculites Sandstones*), sobreyacida por areniscas gruesas y brechas de medio somero. La segunda secuencia incluye una nueva transgresión marina sobreyacida por areniscas claras finas de anteplaya y playa (*Radiolites Sandstones*).

La fauna de los *Baculites Sandstones* (ammonites, inoceramus, rudistos y numerosos bivalvos,...) indica el Maastrichtiano medio, mientras que los fósiles de los *Radiolites Sandstones* (ammonites, inoceramus, rudistos, vertebrados) sugiere el Maastrichtiano medio a superior.

La Formación Cenizo está cubierta en discordancia angular por las lutitas marinas de la Formación Balcones del Paleoceno, lo que traduce una emersión y erosión en el Maastrichtiano superior, que corresponde con la acreción del terreno Guaranda.

LA TORTUGA Section, La Caleta to Perico Beaches.



LA MESA Section, West of Cerro La Mesa

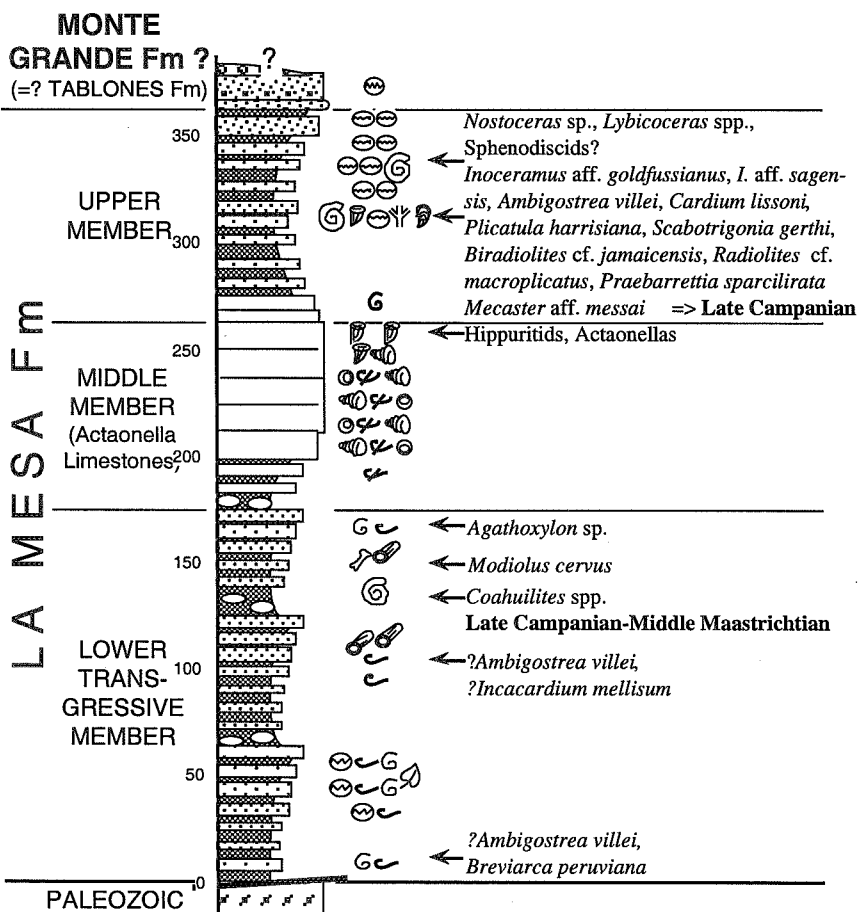


Fig. 19 : Secciones de las series Campaniano-Maastrichtianas de La Mesa y La Tortuga (Área de Paita, Noroeste del Perú).

CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

Cabe subrayar tres tipos de resultados.

1. Secuencias, discontinuidades y correlaciones

Los depósitos que se conocían hace veinte años atrás como la "Formación Yunguilla" maastrichtiana (≈ 7 Ma de duración) en realidad abarcan el intervalo Campaniano medio a Eoceno superior (≈ 80 -35 Ma, o sea ≈ 45 Ma de duración). Estos sedimentos vienen después de un hiato sedimentario regional del Santoniano superior-Campaniano inferior que corresponde a la fase tectónica compresiva Peruana (Steinmann 1929, Jaillard et al. 2000).

En el Cretácico terminal, se puede reconocer las siguientes secuencias sedimentarias :

- * Una transgresión marina mayor del Campaniano medio a superior está seguida por una fase de progradación en el Campaniano superior (Fms La Mesa inferior, Angolo, Zapotillo, Naranjo inferior, Jadán inferior).

Esta secuencia podría corresponder con la secuencia de las Areniscas M-1 del Oriente.

Esta época coincide con el inicio de la actividad conocida del arco insular San Lorenzo de la Costa occidental, del arco Naranjal equivalente del Norte de la Cordillera Occidental, y del arco Ricaurte del Sur de Colombia (Spadea y Espinosa 1996).

- * Una transgresión marina mayor del Campaniano superior (Fms La Mesa superior, Zapotillo, Naranjo superior, Jadán superior) está seguida por depósitos gruesos (conglomerados de las Fms Monte Grande-Tablones, MangaUrcu, Casanga) localmente discordantes (Brecha inferior de La Tortuga, Fm Quimas), que traducen un evento tectónico importante interpretado como la acreción del Terreno San Juan-Multitud, plateau oceánico de edad Cretácico inferior (parte oriental del Terreno Pallatanga de McCourt et al. 1998, Kerr et al. 2002).

- * Una transgresión marina mayor del Maastrichtiano inferior da lugar al depósito de lutitas negras o cherts intercalados con turbiditas cuarzosas (N Perú y SW Ecuador, Fms Pazul, Cazaderos, Zambi) o hechas de grauvacas con menor proporción de cuarzo (Fm Tabacay, Yunguilla de Guaranda).

Esta secuencia corresponde con la secuencia de la Formación Tena inferior del Oriente.

Dos últimas transgresiones marinas, de edad respectiva Maastrichtiano medio y Maastrichtiano medio a superior, solo están conocidas en el extremo Oeste del Norte del Perú (Fm Cenizo de Paita).

- * El Maastrichtiano superior está marcado (1) en todas las áreas por un hiato sedimentario, (2) en los terrenos oceánicos por el fin de la actividad de los arcos insulares del Cretácico terminal, y (3) en el margen por el inicio de la actividad del arco continental Sacapalca. Este evento tectónico mayor está interpretado como el resultado de la acreción del Terreno Guaranda, parte del plateau oceánico Caribe de edad Cretácico superior (parte occidental del Terreno Pallatanga de McCourt et al. 1998, Kerr et al. 2002).

Con respecto al Cretácico, el Terciario marca un cambio drástico ya que aparece nuevamente, y de manera muy abundante, el cuarzo detrítico, y que se reducen drásticamente las áreas de depósito. El intervalo Paleoceno-Eoceno puede ser dividido en tres secuencias separadas por discordancias de origen tectónico.

- * El Paleoceno inferior a medio (Mb Saquisilí) está marcado por una transgresión marina, que solo está conocida en Talara y en la Cordillera Occidental entre $0^{\circ}30'S$ y $3^{\circ}S$ (zonas de Angamarca, Chimborazo, Cuenca). Esta permite el depósito en discordancia de areniscas cuarzosas ricas en micas blancas y minerales pesados, primero en una plataforma clástica, luego en sistemas turbidíticos. Luego, las turbiditas evolucionan rápidamente pero progresivamente a conglomerados (Mb Gallo Rumi, Paleoceno superior?) turbidíticos o de origen aluvial (*fan deltas*).

El depósito de las lutitas y areniscas finas no datadas del Mb Gallo Rumi superior (Paleoceno terminal? Eoceno inferior?) no está bien entendido, ya que solo aflora muy localmente en la zona del Chimborazo.

Esta secuencia paleocena se correlaciona con el Grupo Azúcar de la Península Santa Elena, con las areniscas cuarzosas conocidas en subsuelo al Noroeste de la cuenca Ancón y en la cuenca Manabí (Benítez 1995, Deniaud 2000), o con la Formación La Cubera del Noroeste ecuatoriano. En el Oriente, podría correlacionar con la Formación Tiyuyacu inferior, no datada.

Parte del Eoceno inferior está marcado por un hiato sedimentario, conocido en toda la parte occidental del Ecuador, que dio lugar a una discordancia general, entre las Fms Azúcar y Clay Pebble en la Península, Guayaquil y San Eduardo en la Cordillera Chongón-Colonche, por debajo de las Fms San Mateo, San Mateo, Zapallo y quizás con la discordancia que separa las Fms Tiyuyacu inferior y superior del Oriente.

* El fin del Eoceno inferior o el inicio del Eoceno medio están marcados por una nueva transgresión marina, que dio lugar al depósito de calizas periarrecifales locales (Unacota) sobreyacidos por las turbiditas cuarzosas de la Formación Apagua que continua hasta el fin del Luteciano, y quedan localizadas a la parte occidental de la Cordillera Occidental entre 0°30' y 2°S. En el margen continental, esta secuencia corresponde al depósito local de volcánicos (Chinchín) sobreyacidos por Capas Rojas volcanoclásticas fluviales (Fm Quingeo).

La secuencia "eocénica" marina está conocida en todas las cuencas de ante arco (Fms Talara y Verdún de la cuenca Talara, Gpo Ancón de la cuenca Ancón, San Eduardo y Las Masas de la Cordillera Chongón-Colonche, Fms Cerro y San Mateo de Manabí, Fms Ostiones y Zapallo de Borbón,...). En el Oriente, correlaciona con la Fm Tiyuyacu superior.

* El límite Luteciano-Bartoniano (parte superior del Eoceno medio), coincide con una discontinuidad de extensión regional y un cambio nítido de litología. En la cuenca Apagua, corresponde al depósito de la Formación Rumi Cruz, en ambientes que varían desde marino somero hasta continental.

Esta secuencia coincide en la Costa con las Fms Punta Ancón y San Mateo superior de las cuencas Ancón y Manabí, y en la Cordillera Occidental con las Formaciones Arrayanes y Las Juntas discordantes sobre el Terreno Macuchi.

* El Eoceno superior y Oligoceno corresponden a un hiato sedimentario general en la Cordillera Occidental (Fase incáica), y al inicio de la actividad de un arco volcánico continental (Fms Saraguro, Silante, ...).

Por lo tanto, el esquema estratigráfico para los depósitos de la Cordillera Occidental del Ecuador parece ser coherente con lo que se conoce de la evolución de las Cuencas costeras y oriental del Ecuador. Tendríamos las siguientes correlaciones, de arriba hacia abajo :

Edad	Cordillera	Península	Manabí	Oriente
Bartoniano-Eoceno sup.	Rumi Cruz	Pta Ancón,	S. Mateo sup.	??
Límite Lutec.-Barton.	<i>Acreción Macuchi</i>	<i>Discordancia</i>	<i>Discordancia</i>	<i>Hiato ?</i>
Eoceno medio	Apagua	Gp Ancón,	S. Mateo inf.	Tiyuyacu sup.
Eoceno inf.?	Gallo Rumi sup. ?	<i>Discordancia</i>	<i>Discordancia</i>	<i>Discordancia</i>
Paleoceno terminal	Gallo Rumi	Gp Azúcar,	<i>Hiato</i>	Tiyuyacu inf.
Paleoceno sup.	<i>Acreción Piñón</i>	<i>Deformación</i>	<i>Discordancia</i>	<i>Discordancia</i>
Paleoceno inf.-medio	Saquisilí	Guayaquil,	<i>Hiato</i>	Tena superior
Maastricht. sup.	<i>Acreción Guaranda</i>	Guayaquil,	<i>Hiato</i>	<i>Discordancia</i>
Maastricht. Inf.	Yunguilla - Tabacay	Guayaquil,	S. Lorenzo	Tena inferior
Campan. terminal	<i>Acr. S. Juan-M. - Quimas</i>	Guayaquil,	S. Lorenzo	<i>Discordancia</i>
Campan. medio-sup.	Yunguilla - Jadán	Guayaquil,	S. Lorenzo	Arenisca M-1
Santon. sup.-Campan. inf.	<i>Hiato</i>	<i>Hiato ? ,</i>	<i>Hiato</i>	<i>Hiato</i>

2. Paleogeografía

El estudio de los sedimentos clásticos del Cretácico terminal-Paleógeno llevo informaciones sobre varios aspectos de la evolución paleogeográfica del margen ecuatoriano.

Ambientes de depositación

Entre el Campaniano medio-superior y el Eoceno superior, los medios de depositación pasaron de ambientes de cuenca (Tabacay, Apagua) o plataforma marina externa (Jadán, Saquisilí, Gallo Rumi superior), a ambientes de plataforma proximal o fan deltas (Quimas, Gallo Rumi) hasta continental (Rumi Cruz, Quingeo). Esta evolución progresiva, aún que de irregular, indica un levantamiento promedio del margen, con máximos de velocidad de levantamiento (erosión) en el límite Cretácico-Paleoceno (≈ 65 Ma), Eoceno inferior (≈ 55 -50), parte superior del Eoceno medio (≈ 41 Ma) y Eoceno superior (≈ 35 Ma). Esta evolución está interrumpida por pulsos de subsidencia, al menos locales, en el Maastrichtiano basal (≈ 71 Ma), Paleoceno inferior (≈ 65 -60 Ma) y límite Eoceno inferior-medio (≈ 50 Ma).

Áreas de depósito marina

Durante el mismo lapso de tiempo, las áreas de depósito, así como la línea de costa migraron de manera significativa hacia el Oeste, con respeto al Paleoceno. En el Campaniano-Maastrichtiano, solo la parte Norte de la Cordillera Real y parte del tramo Sur de la misma están emergidas. En el Paleoceno, toda la Cordillera Oriental está emergida, y la línea de Costa retrocedió ligeramente hacia el Oeste. En cuanto al Eoceno marino, en el Sur, solo está conocido al pie occidental de la Cordillera Occidental (Talara, Oeste de Molleturo y Pallatanga), mientras que más al Norte, solo está conocido en la Cordillera Occidental en las zonas de Pungul y Apagua, y sobre el Arco Macuchi. Durante todo el Paleógeno, la zona costera recibe una sedimentación marina, aun que interrumpida por periodos de emersión.

Estas dos observaciones soportan la idea de un levantamiento de la Cordillera Oriental, ligado a la acreción y *underplating* del material oceánico, cuyo volumen progresivamente se incrementa y juega el papel de una raíz cortical, explicando el levantamiento. Este último explica el espesor débil y los numerosos hiatos de la serie Paleógena de la zona subandina (Fms Tiyuyacu y Orteguzza), que no pasa 400 m (Christophoul et al. 2002), y no puede ser interpretada, por lo tanto, como una sedimentación de cuenca de ante-pais.

Diacronismo

Por otro lado, el inicio de la sedimentación marina detrítica, el incremento de granulometría, el aparición de los ambientes continentales y el inicio de la actividad del arco volcánico continental parecen migrar progresivamente hacia el Norte con el tiempo en el margen continental ecuatorial (Fig. 21).

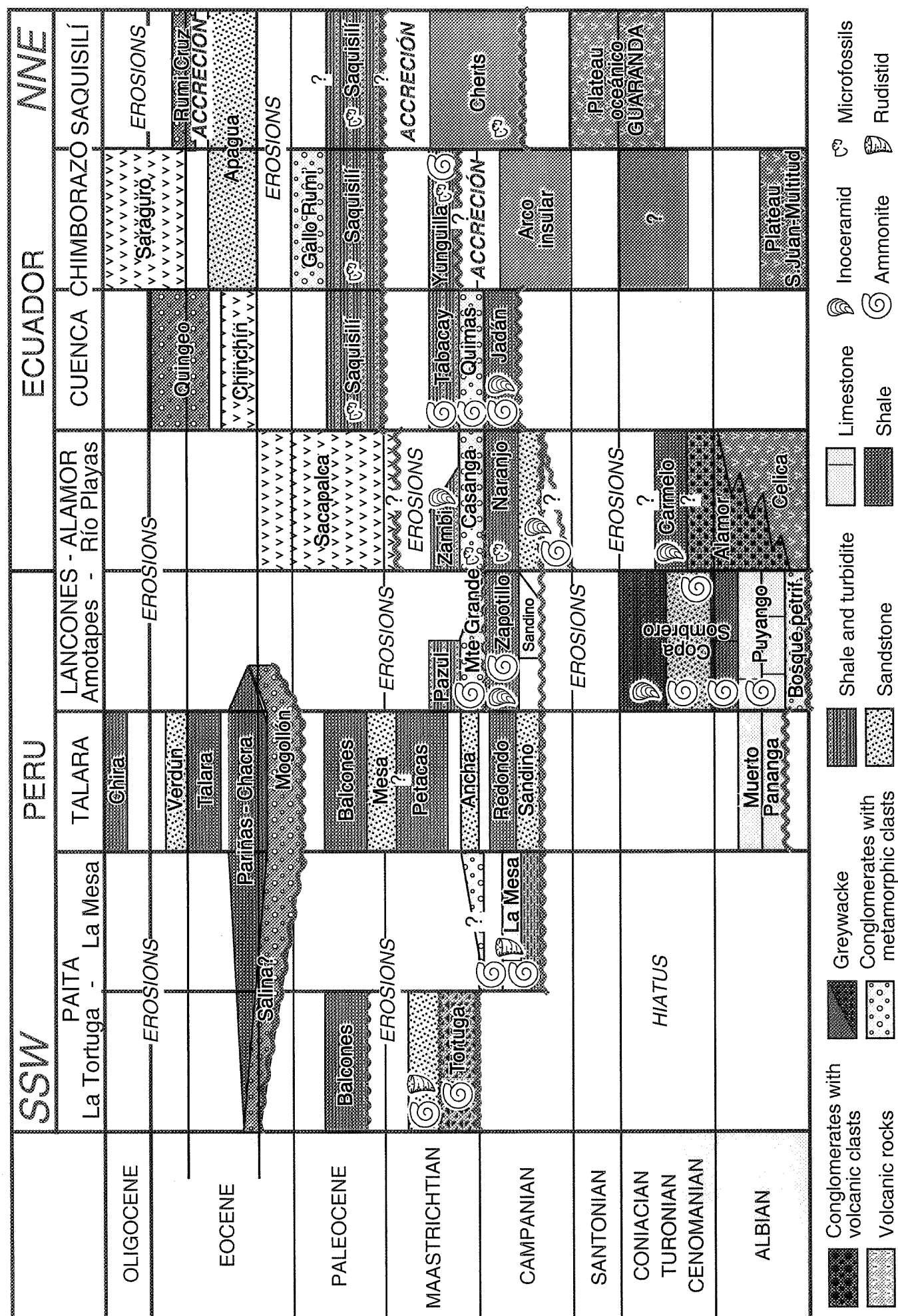
En el Noroeste del Perú y Suroeste del Ecuador, la sedimentación clástica marina empieza en el Campaniano medio, localmente Campaniano inferior (o Santoniano terminal?), y las áreas emergen después del Maastrichtiano medio, o del Paleoceno, excepto en las partes más occidentales (Talara). En la zona de Cuenca, la sedimentación clástica marina empieza en el Campaniano medio a superior, sigue hasta el Paleoceno, y la zona se vuelve continental antes del Eoceno medio. Además, la actividad del arco volcánico continental empieza en el Maastrichtiano terminal en Alamor, en el Eoceno medio en la zona de Cuenca, en el Eoceno superior en la zona de Pallatanga-Chimborazo y después del Eoceno en la zona de Saquisilí-Apagua.

Esta evolución sugiere que, sea las acreciones ocurrieron de manera diacrónica desde el Sur hacia el Norte (Feininger y Bristow 1980), o sea que los terrenos acrecionados en el Cretácico superior (San Juan-Multitud y Guaranda) migraron hacia el Norte a lo largo del margen continental entre el Cretácico superior y el Eoceno, permitiendo la instalación progresiva de Sur a Norte, de una subducción oceánica por debajo del margen continental (Fig. 21).

3. Tectónica y geodinámica

Los depósitos del Cretácico superior-Paleógeno registraron siete eventos tectónicos.

1. El hiato regional (Oriente, Cordillera Occidental, zonas de ante-arco) del *Santoniano superior-Campaniano inferior* refleja un levantamiento general del margen (Fase peruana, Steinmann 1929), sin que haya evidencia de un episodio de acreción.



2. Los conglomerados *Campaniano terminal* de las zonas de ante-arco (Fms Tortuga inferior, Tablones, MangaUrcu, Casanga, Quimas) traducen un rejuvenecimiento abrupto de los relieves de la Cordillera Oriental, y están interpretados como el resultado de la *acreción del terreno oceánico San Juan-Multitud*, ya que (1) esta época coincide un « salto de subducción » (salto de arco, e inicio del arco insular San Lorenzo Campaniano superior-Maastrichtiano inferior) y (2) la serie oceánica del terreno San Juan-Multitud parece ser sellada por los depósitos con cuarzo de la Fm Yunguilla-Tabacay.

3. El hiato regional del *Maastrichtiano medio-superior* (y Paleoceno basal ?), está interpretado como la evidencia de un segundo evento de *acreción* que involucra al *terreno oceánico Guaranda*, ya que nuevamente coincide con (1) un salto de subducción (fin del arco insular San Lorenzo, inicio del arco continental Sacapalca) y con (2) la discordancia de los depósitos ricos en cuarzo del Paleoceno inferior a medio (Fm Saquisilí) sobre los terrenos San Juan-Multitud y Guaranda.

4. Los conglomerados asignados al *Paleoceno superior* en la Cordillera Occidental (Fm Gallo Rumi) están correlacionados con las megaturbiditas conglomeráticas del Paleoceno superior de la Costa (Gp Azúcar), que sellan la *acreción del terreno Piñón* de la Península con el margen continental (Jaillard et al. 1995, 1997), sellada por la discordancia regional del límite Paleoceno-Eoceno (Fm Salina-Mogollón por ej., Morales 1993, Jaillard et al. 2000). Sin embargo, este evento también coincide con una fase tectónica de amplitud regional (Fase incáica 0, Noble et al. 1990, Sempere et al. 1997, Jaillard et al. 2000).

5. El hiato regional del *Eoceno inferior* no está bien entendido, pero puede ser interpretado tentativamente como una consecuencia de la acreción anterior. La discontinuidad regional del límite Eoceno inferior-medio tampoco está bien entendida.

6. La discontinuidad del *límite Luteciano-Bartoniano* (Fms Punta Ancón, Quingeo y Rumi Cruz) o Bartoniano-Priaboniano (Fm Verdún) está interpretada como la *acreción del arco insular Macuchi*, ya que esta época coincide (1) con la discordancia de depósitos ricos en cuarzo detrítico sobre este mismo terreno (Fms Arrayanes y Las Juntas) y (2) con un salto de arco, materializado por el fin de actividad de este arco y el inicio de la actividad del arco volcánico continental en el Ecuador central (Fm Saraguro). Representa el primer evento de la fase compresiva del Eoceno superior, conocida en todo los Andes como la fase incáica (Steinmann 1929, Mégard 1989, Jaillard et al. 2000), que provoca un hiato regional y casi general de los sedimentos del Eoceno terminal-Oligoceno.

En *conclusión*, podemos distinguir tres casos. (1) Ciertos eventos tectónicos están claramente ligados, y probablemente debidos, a acreciones (Campaniano terminal, Maastrichtiano superior), mientras que (2) otras « acreciones » están claramente relacionadas, y probablemente debidas, a eventos tectónicos compresivos (Paleoceno superior, Eoceno medio tardío-Eoceno superior). Por fin (3) otros eventos tectónicos no tienen ninguna relación con acreciones (Santoniano tardío-Campaniano inferior, Eoceno inferior). En todos casos, la mayoría de estos eventos coinciden con cambios en la dirección de migración de las placas y entonces en un régimen de subducción debajo de Sur América (≈ 83 Ma, $\approx 70-69$ Ma, ≈ 57 Ma, ≈ 41 Ma, ...). Por lo tanto, estos cambios en la dinámica de las placas aparecen como el motor principal de la edificación de los Andes, sea mediante crisis compresivas de acortamiento de la corteza continental sin acreción de terrenos oceánicos (Andes « centrales »), sea mediante acreciones coetáneas y ligados a eventos compresivos (Andes « septentrionales » de Ecuador y Colombia).

4. Perspectivas

* En la zona de Apagua, el mapeo y estudio de las zonas occidentales está en curso (D. Iza), y debería terminarse al inicio de 2004. El levantamiento detallado de la serie Paleoceno-Eoceno superior de la zona de Pilaló-Apagua-Angamarca está en curso por J. Toro, en el marco de su doctorado. Es posible que se publique un mapa geológico al 1/100 000 de esta zona.

Para averiguar la hipótesis de la acreción en la parte superior del Eoceno medio del terreno Macuchi, será necesario e importante estudiar las unidades sedimentarias asociadas con el Arco Macuchi, con el fin de comprobar el cambio de fuente detrítica entre los sedimentos del Eoceno inferior a medio, y los depósitos del Eoceno superior (unidades Las Juntas y Arrayanes).

* En la zona Chimborazo-Pallatanga, un mapa geológico al 1/100 000 de la zona está dibujada y su publicación etyá prevista despues de que una leyenda detallada este redactada. Las determinaciones micropaleontológicas de la muestras de esta misma área son completas y el estudio estratigráfico, petrográfico y sedimentológico de la serie terciaria a lo largo de las secciones San Juan-Guaranda y Sicalpa-Santiago está casi terminado (Lugo 2003) y se terminará en 2004 con la defensa de la tesis de J. Toro.

Un estudio geoquímico y mineralógico provisional de las doleritas, metadoleritas, anfibolitas y granulitas de la sutura entre los terrenos San Juan-Multitud y Guaranda fue presentada en una memoria de maîtrise de la Universidad de Grenoble (Beaudon 2003), asesorado por H. Lapierre, J.E. Martelat y E. Jaillard. Además, se espera (1) datar (Sm/Nd y Ar/Ar) estas rocas metamórficas, para precisar la edad del metamorfismo y del juego de la estructura en flor, y (2) llevar a cabo un estudio detallado de los testigos metamórficos presentes en la Cordillera Occidental, en el marco de una tesis de las Universidades de Bogotá y Grenoble por Andrea Amortegui (defensa en 2005).

* En la zona de Cuenca, el estudio estratigráfico y sedimentológico del Grupo Yunguilla tiene como objetivos establecer la evolución tectono-sedimentaria de esta zona y compararla con la de la cuenca Alamor y de la Cordillera Occidental de zonas más septentrionales (Chimborazo, Saquisilí).

La cartografía y el estudio estructural del « Grupo Yunguilla » dió lugar a la redacción y defensa de una memoria de licencia en la École Normale Supérieure, Lyon (Gastineau 2002).

El estudio estratigráfico y sedimentológico por E. Jaillard se concluyo al inicio de 2003, con las últimas determinaciones paleontológicas y con el dibujo de un mapa geológico de la zona al 1/100.000°, y estará continuado por W. Vaca con el mapeo de la zona Cañar-Azogues-Paute en el marco de su tesis de grado de la Escuela Politécnica Nacional, que defenderá en 2004.

* En la zona de Alamor, algunos días de campo serán posiblemente necesarios para precisar detalles del mapa al 1/250 000 que se proyecta publicar.

REFERENCIAS

- Allmendiger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **25**, 139-174.
- Arculus, R.J., Lapierre, H., Jaillard, É., 1999. A geochemical window into subduction-accretion processes: the Raspas Metamorphic Complex, Ecuador. *Geology*, **27**, 547-550.
- Aspden, J.A., Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, **205**, 187-204.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Dávila, C., Galarraga, M., Rosero, J., Vega, J., Barragán, R., 1997. Estilo tectónico y etapas de deformación de la parte Norte de la Cuenca Oriente ecuatoriana. *VI Simposio Bolivariano*, Cartagena, Colombia, **1**, 288-302.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, **25**, 883-886.
- Baudino, R., 1995. Evolution des Andes d'Équateur au Néogène: les enseignements de l'étude des bassins montagneux. *Thèse Univ. Pau*, 437 p. + Annexes, inédite.
- Beaudon, E., 2003. Caractérisation pétro-géochimique et isotopique des basaltes et amphibolites de la Cordillère Occidentale d'Équateur. Implications géodynamiques. *Mém. Maîtrise Univ. Grenoble I*, 31 pp. + Annexes.
- Benítez, S., 1995. Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géologie Alpine*, **71**, 3-163, Grenoble.
- Boland, M.P., McCourt, W.J., Beate, B., 2000. Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1°N, escala 1/200.000. Minist. Energ. Min.-BGS publs., Quito.
- Bosch, D., Gabriele, P., Lapierre, H., Malfere, J.-L., Jaillard, É., 2001. Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador): Geochemical and isotopic constraints. *Tectonophysics*, **345**, 83-102.
- Bourgeois, J., Egüez, A., Butterlin, J., De Wever, P., 1990. Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Équateur : la découverte de la formation éocène d'Apagua. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (II), **311**, 173-180.
- Bristow, C.R., 1973. Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador. *Ecuadorian geol. And geophys. Soc.*, Quito, 45 pp.
- Bristow, C.R., 1980. Mapa geológico al 1/100.000, hoja Azogues. *Minist. Rec. Nat. Energ., Dir. Geol. Minas*, Quito.
- Bristow, C.R., Hoffstetter, R., 1977. *Ecuador*. Lexique Stratigraphique International, V, 5a2, 410 p., CNRS publ., Paris.
- Christophoul, F., Baby, P., Rivadeneira, M., Dávila, C., 2002. Stratigraphic response to a major tectonic event in a foreland basin : the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, **345**, 281-298.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J.J., Baldock, J.W., Taylor, W.P., McCourt, W., Snelling, N.J., 1981. The geology of the Western Cordillera of Northern Peru. Institute of Geological Sciences London, *Overseas Memoir*, **5**, 143 p.
- Cosma, L., Lapierre, H., Jaillard, É., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., Mamberti, M., Gabriele, P., 1998. Pétrographie et géochimie de la Cordillère Occidentale du Nord de l'Équateur (0°30'S) : Implications tectoniques. *Bull. Soc. géol. France*, **169**, 739-751.
- Daly, M.C., 1989. Correlations between Nazca-Farallón plate kinematics and Forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, **8**, 769-790.
- Deniaud, Y., 2000. Enregistrement sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène: étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. *Géologie Alpine Mémoire h.s.*, **32**, 157 p.
- Dunkley, P.N., Gaibbor, A., 1998. Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2°-3° S., escala 1/200.000. CODIGEM-Min. Energ. Min.-BGS publs., Quito.
- Egüez A., 1986. Evolution cénozoïque de la Cordillère Occidentale septentrionale d'Équateur (0°15'S-1°10'S): les minéralisations associées. Tesis Universidad Paris VI, 116 p., inédita.
- Egüez, A., Bourgeois, J., 1986. La formación Apagua: edad y posición estructural en la Cordillera occidental del Ecuador. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. Petrol.*, t. I, 161-178, Quito.
- Ethien, R., 2000. Pétrologie, minéralogie et géochimie du magmatisme crétacé d'avant-arc du Nord du Pérou et du Sud-Ouest de l'Équateur. *Mém. DEA, Univ. Aix-Marseille III*, 39 p., Anexos.
- Faucher, B., Vernet, R., Bizon, G., Bizon, J.J., Grekoff, N., Lys, M., Sigal, J., 1971. Sedimentary Formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. *Bureau Études Indust. Coop. Inst. Franç. Pétrole (BEICIP)*, 220 p., 3 vol..
- Faucher, B., Savoyat, E., 1973. Esquisse géologique des Andes de l'Équateur. *Rev. géol. phys. géol. dyn.*, (2), **15**, 115-142.
- Feininger, T., Bristow, C.R., 1980. Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geol. Rundschau*, **69**, 849-874.
- Francis, P.W., Hawkesworth, C.J., 1994. Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening. *J. Geol. Soc., London*, **151**, 845-854.
- Freytmüller, J.T., Kellogg, J.N., Vega, V., 1993. Plate motions in the North Andean region. *J. Geophys. Res.*, **98**, 21,853-21,863.
- Gabriele, P., 2002. Évolution tectono-métamorphique et signification géodynamique de la suture Raspas-Pelletec du Sud de l'Équateur. *Thèse Université Lausanne*, 223 p., unpubl.

- Gastineau, G., 2002. La Formation Yunguilla dans la région de Cuenca, Équateur: stratigraphie et déformations. Stage de licence, ENS Lyon, 21 pp., inédit.
- Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F., Schmitz, M., Wigger, P., 1999. Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *J. South Amer. Earth Sci.*, **12**, 201-220.
- Goossens, P.J., Rose, W.I., 1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Cretaceous Complex, Ecuador. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 1043-1052.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G., Fels, J.-F., 2001. Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3749-3752.
- Henderson, W.G., 1979. Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *J. geol. Soc. London*, **136**, 367-378.
- Henderson, W.G., 1981. The volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. *Newslett. Stratigr.*, **9**, 157-168, Stuttgart.
- Hughes, R.A., Bermúdez, R., Espinel, G., 1999. Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1°S, escala 1:200.000. CODIGEM-Min. Energ. Min.-BGS pubs., Quito, Nottingham.
- Hughes, R.A., Pilatasig, L.F., 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, **345**, 29-48.
- Hungerbühler, D., 1997. Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. *PhD thesis, ETH Zürich*, n° 12371, 182 p., 1 map h.t.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D.E., Elg, U., Hammer, C., 2002. Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth Science Reviews*, **57**, 75-124.
- Isacks, B.I., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3,211-3,231.
- Jaillard, E., 1993. *Evolución Cretácica-Eocénica del Suroeste del Ecuador*. Informe final convenio Orstom-Petroproducción, Guayaquil, 123 p., inédito.
- Jaillard, É., 1997. *Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental del Ecuador*. 164 p., Orstom-Petroproducción publ., Quito.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., 1995. Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, **62**, 615-631.
- Jaillard, É., Ordoñez, M., Bengtson, P., Berrones, G., Bonhomme, M., Jiménez, N., Zambrano, I., 1996. Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *J. South Am. Earth Sci.*, **9**, 131-140.
- Jaillard, É., Benítez, S., Mascle, G.H., 1997. Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, **168**, 403-412.
- Jaillard, É., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A., Philip, J., Bulot, L.G., Robert, E., 1998. Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del Noroeste peruano y Suroeste ecuatoriano. Datos preliminares y consecuencias tectónicas. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **88**, 101-115.
- Jaillard, É., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A., Bulot, L., 1999. Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc "Celica-Lancones Basin" of Southwestern Ecuador. *J. South Am. Earth Sci.*, **12**, 51-68.
- Jaillard, É., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenue, A., Dumont, J.-F., 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. in: *Tectonic evolution of South America*, Cordani, U.G. et al. Eds., 481-559, Publ. 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro.
- Jaillard, É., Hérail, G., Monfret, T., Wörner, G., 2002. Andean geodynamics: Main issues and contributions from the 4th ISAG, Göttingen. *Tectonophysics*, **345**, 1-15.
- Jaillard, É., Ethien, R., Lapierre, H., Reynaud, C., Mamberti, M., Gabriele, P., 2002. Evolution of the Cretaceous Celica-Lancones forearc basin (NW Peru-SW Ecuador). *5th Int. Symp. Andean Geodyn.-ISAG*, Toulouse, Ext. abst. vol., .
- Jaillard, É., Bengtson, P., Dhondt, A., 2003. Late Cretaceous marine transgressions of Northern Peru and Ecuador, a refined stratigraphic framework. *J. South Am. Earth Sci.*, in press.
- Jaillard, E., Ordoñez, O., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., Lugo, W., 2004. Stratigraphy of the Late Cretaceous-Paleogene deposits of the Western Cordillera of Central Ecuador: Geodynamic implications. *J. South Am. Earth Sci.*, in press.
- James, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 3325-3346.
- Kehrer, W., Kehrer, P., 1969. Die oberkretazische San Juan Formation der Westkordillere Ecuadors. *Neue Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, **133**, 1-22, Stuttgart.
- Kehrer, W., Van der Kaaden, G., 1979. Notes on the Geology of Ecuador with special reference to the Western Cordillera. *Geologische Jahrbuch*, **B 35**, 5-57, Hannover.
- Kellog, J., Vega, V., 1995. Tectonic development of Panamá, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **295**, 75-90.
- Kennerley, J.B., 1973. Geology of the Loja Province, Southern Ecuador. *London Institute of Geological Sciences, Report 23*, 34 p..
- Kennerley, J.B., 1980. Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geol. Min. Resources*, **55**, 1-16, London.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G.F.,

- Saunders, A.D., 1998. The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, **292**, 173-188.
- Kerr, A.C., Aspden, J.A., Tarney, J., Pilatasig, L.F., 2002. The nature and provenance of accreted terranes in Western Ecuador: Geochemical and tectonic constraints. *J. Geol. Soc., London*, **159**, 577-594.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. in: J.-P. Burg, M. Ford (eds.), *Orogeny through time. Geological Society, Spec. Publ.* **121**, 237-264, London.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Monié, P., Yéghicheyan, D., Jaillard, É., Tardy, M., Mercier de Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F., Sénebiez, F., 2000. Multiple Plume Events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous Oceanic Plateau Province. *J. Geophys. Research*, **105**, 8 403-8 421.
- Lebrat, M., Mégard, F., Juteau, T., Calle, J., 1985. Pre-orogenic assemblages and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S. *Geol. Rundschau*, **74**, 343-351.
- Lebrat, M., Mégard, F., Dupuy, C., Dostal, J., 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **99**, 569-578.
- Litherland, M., Aspden, J.A., Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *Brit. Geol. Surv., Overseas Memoir* **11**, 147 pp., 2 maps, Keyworth.
- Lyon-Caen, H., Molnar, P., Suárez, G., 1983. Gravity anomalies and flexures of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 81-92.
- Mamberti, M., 1995. Premier essai de caractérisation de l'environnement géodynamique des formations du Crétacé-Paléocène de l'Equateur par la pétrologie et la géochimie des matériaux ignés. *Mém. Maitrise, Univ. Grenoble*, 42 p. + Annexes.
- Mamberti, M., 2001. Origin and evolution of two Cretaceous oceanic plateaus accreted in Western Ecuador (South America), evidenced by petrology, geochemistry and isotopic chemistry. *Thèse univ. Lausanne-Grenoble*, 267 p.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Ethien, R., Jaillard, É., Hernandez, J., Polvé, M., 2003. Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos*, **66**, 173-199.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, É., Hernandez, J., Polvé, M., 2003. The Early Cretaceous San Juan plutonic suite, Ecuador: a magma chamber in an Oceanic Plateau. *Chemical Geology*, in press.
- McCourt, W.J., Duque, P., Pilatasig, L.F., Villagómez, R., 1998. Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 1° - 2° S., escala 1/200.000. CODIGEM-Min. Energ. Min.-BGS pubs., Quito.
- Mégard, F., 1989. The evolution of the Pacific Ocean margin in South America North of Arica elbow (18°S). in: Z. Ben Avraham, ed., *The evolution of the Pacific Ocean Margin, Oxford Monogr. Geol. Geophys.*, n° 8, 208-230, Oxford Univ. Press, New-York.
- Morales, W., 1993. Reinterpretación geológica del area de Lagunitos (NW Perú) en base a sísmica reflexión. *3rd INGEPEP*, INGP-055, 1-19, 10 fig., Lima.
- Morris, R.C., Alemán, A.R., 1975. Sedimentation and tectonics of middle Cretaceous Copa Sombrero formation in Northwest Peru. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **48**, 49-64.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Mourier, T., Mégard, F., 1990. Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in Northern Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, 1105-1113.
- Noblet, C., Lavenue, A., Schneider, F., 1988. Étude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du Sud de l'Équateur: l'exemple du bassin de Cuenca. *Géodynamique*, **3**, 117-138, Paris.
- Ordoñez, M., 1996. Aplicaciones del estudio de microfósiles en la industria petrolera ecuatoriana. *Actas VII Cong. Ecuat. Geol. Min. Petrol.*, 38-52, Quito.
- Pécora, L., Jaillard, É., Lapierre, H., 1999. Accrétion paléogène et décrochement dextre d'un terrain océanique dans le Nord du Pérou. *C. R. Acad. Sciences, Paris, Earth Planet. Sci.*, **329**, 389-396.
- Petersen, G., 1949. Condiciones geográficas y geológicas de la Cuenca del río Zarumilla. *Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar*, fasc. 7, 1-40, Lima.
- Pourtier, E., 2001. Pétrologie et géochimie des unités magmatiques de la côte équatorienne: implications géodynamiques. *DEA thesis, Univ. Aix-Marseille*, 35 p. + Annexes.
- Pratt, W.T., Figueroa, J.F., Flores, B.G., 1998. Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 3° - 4° S, escala 1/200.000. CODIGEM-Min. Energ. Min.-BGS pubs., Quito.
- Reyes, L., Caldas, J., 1987. Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropon, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal.*, (A), **39**, 83 p., Lima.
- Reyes, L., Vergara, J., 1987. Evaluación geológica y potencial petrolífero de la Cuenca Lancones. *Informe inédito Petroperú*, 57 pp., Lima.
- Reynaud, C., 1996. Géochimie et géodynamique des plateaux océaniques, arcs insulaires et arcs continentaux crétacé-paléocènes de l'Ouest équatorien. *Mémoire DEA Univ. Grenoble I*, 36 pp.
- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., Mascle, G.H., 1999. Oceanic plateau and island arcs of Southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, **307**, 235-254.
- Rivadeneira, M., Baby, P., Dávila, C., Christophoul, F., 1999. *La Cuenca Oriente: Estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción*. 88 p., Petroproducción-IRD publ., Quito.

- Rochat, P., Hérail, G., Baby, P., Mascle, G., 1999. Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Planet.*, **328**, 189-195.
- Rochat, P., 2002. Structure et cinématique de l'Altiplano nord-bolivien au sein des Andes Centrales. *Géologie Alpine, Mémoire H.S.*, **38**, 193 pp.
- Ruiz, G., 2002. Exhumation of the northern Sub-Andean zone of Ecuador and its source region: a combined thermochronological and heavy mineral approach. *Thesis ETH Zürich*, **14 905**, 224 pp.
- Ruiz, G., Seward, D., Winkler, W., Spikings, R., 2002. Detrital provenance and exhumation in the Ecuadorian subandean zone : a key region leading to the understanding of Andean geodynamics. *5th ISAG, Toulouse, Ext. Abst. Vol.*, 565-568, IRD Publ.
- Santos, M., Ramírez, F., 1986. La Formación Apagua, una nueva unidad eocénica en la cordillera occidental ecuatoriana. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 179-190, Quito.
- Santos, M., Ramírez, F., Alvarado, G., Salgado, S., 1986. Las calizas del Eoceno medio del occidente ecuatoriano y su paleogeografía. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, t. I, 79-90, Quito.
- Scheuber, E., Giese, P., 1999. Architecture of the Central Andes: a compilation of geoscientific data along a transect at 21° S. *J. South Amer. Earth Sci.*, **12**, 103-107.
- Schmitz, M., 1994. A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, **13**, 484-492.
- Sébrier, M., Lavenue, A., Fornari, M., Soulas, J.-P., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, **3**, 85-106, Paris.
- Sempéré, T., Butler, R., Richards, D., Marshall, L., Sharp, W., Swisher III, C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 709-726.
- Sheffels, B., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the Central Bolivian Andes. *Geology*, **18**, 812-815.
- Sigal, J., 1969. Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. *Rev. Españ. Micropaleont.*, **1**, 205-236.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., Estrada, J.J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **155**, 221-235.
- Spadea, P., A. Espinosa, 1996. Petrology of late Cretaceous volcanic rocks from the southernmost segment of the Western Cordillera of Colombia (South America). *J. South Am. Earth Sci.*, **9**, 79-90.
- Spikings, R.A., Seward, D., Winkler, W., Ruiz, G.M., 2000. Low-temperature thermo-chronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: tectonic insights from zircon and apatite fission tracks analysis. *Tectonics*, **19**, 649-668.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D., Handler, R., 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **186**, 57-73.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D., Ruiz, G., Handler, R., 2002. Terrane accretion and orogenic growth in Ecuador. *5th ISAG, Toulouse, Ext. Abst. Vol.*, 617-620, IRD Publ.
- Steinmann, G., 1929. *Geologie von Peru*. Karl Winter publ., Heidelberg, 448 p.
- Steinmann, M., 1997. The Cuenca Basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the tertiary Andean evolution. *PhD. thesis, ETH Zürich*, n° 12297, 176 pp.
- Thalman, H.E., 1946. Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **30**, 337-347.
- Toro, J., 1997. Stratigraphie séquentielle de l'intervalle Albien supérieur-Turonien inférieur du Bassin Oriente d'Équateur. *Mém. DEA, Univ. Grenoble I*, 41 pp.
- Toro, J., Jaillard, É., 2002. Provenance of the upper Cretaceous to middle Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador. *5th Int. Symp. Andean Geodyn.-ISAG, Toulouse, Ext. abst. vol.*.
- Toro, J., Jaillard, É., 2004. Provenance of the Upper Cretaceous to Upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador. Geodynamic implications. *Tectonophysics*, en prensa.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**, 157-171.
- Tschopp, H.J., 1948. Geologische Skizze von Ekuador. *Bull. Assoc. Suisse géol. Ingén. Pétrole*, **15**, 48, 14-45.
- Vega, J., 1998. Reconstitution par dépliage de cartes de la déformation crétacée et paléogène du champ pétrolier de Shushufindi (Oriente, Equateur). *Mém. DEA, Univ. Grenoble I*, 35 pp.
- Walaszczyk, I., Odin, G.S., Dhondt, A.V., 2002. Inoceramids from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian of the Tercis section (SW France), the Global Stratotype Section and Point for the Campanian-Maastrichtian boundary; taxonomy, biostratigraphy and correlation potential. *Acta Geologica Polonica*, **52**, 269-305.
- Winter, T., 1990. Mécanismes des déformations récentes dans les Andes équatoriennes. *Thèse Université Paris-Sud (Orsay)*, 167 pp.
- Winter, T., Lavenue, A., 1989. Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America). *Annales Tectonicae*, **3**, 123-139.